

NATURGEOGRAFISKA
INSTITUTIONEN

UNIVERSITY OF STOCKHOLM
DEPARTMENT OF PHYSICAL GEOGRAPHY
S-10691 STOCKHOLM SWEDEN



Gunnar Roosqvist

PETER JANSSON (Red)

ÅRSRAPPORT FRÅN TARFALA FORSKNINGSSSTATION

RAPPORT FRÅN TARFALA

STOCKHOLM 1986

ÅRSRAPPORT FRÅN TARFALA 1985/86

Peter Jansson (red.)

Naturgeografiska Institutionen
Stockholms Universitet

INNEHÅLL

FÖRORD	3
INLEDNING	5
NEW EQUIPMENT AT TARFALA RESEARCH STATION	6
MASSBALANSSTUDIER	7
STORGLACIÄREN 1985/86	7
STORGLACIÄREN 1981/82, 1982/83 OCH 1983/84	14
MASSBALANSSTUDIER PÅ FYRA GLACIÄRER I KEBNEKAISE-MASSIVET 1985/86	21
VATTENFÖRING 1985/86	38
OMBYGGNAD AV RÄNNAN	38
TABELLER	41
VÄDER 1985/86	44
ÖVRIGA PROJEKT	38
GLACIÄRBRUNNARS GENES OCH INRE MORFOLOGI PÅ STORGLACIÄREN	48
RADIOEKOSONDERINGAR UNDER 1986	50
INMÄTNINGAR AV GLACIÄFRONTER I SVENSKA FJÄLLEN 1984-1986	53
FÖRÄNDRINGAR I STORGLACIÄRENS MASSA OCH FORM UNDER 1900-TALET	60
INMÄTNING AV KEBNEKAISES SYDTOPPS HÖJD	62
INSTRUMENT FÖR KONDUKTIVITETSMÄTNINGAR MED SALTBLÖTA LÖSSNÖLAVINER OCH SLASKLAVINER	64
LAVINRISKBEDÖMNINGAR	68
RIUKOJETNA	69

EFFECT OF WATER PRESSURE ON GLACIER DYNAMICS	70
INTRODUCTION	70
VELOCITY MEASUREMENTS	71
BOREHOLE STUDIES	73
TILTMETER MEASUREMENTS	78
WATER BALANCE	79
DYE-TRACE EXPERIMENTS	79
 LITTERATURFÖRTECKNING	 82
ARBETEN FÖRE 1980	
ARBETEN EFTER 1980 OCH "IN PRESS"	
POPULÄRT HALLNA ARTIKLAR	
 OPUBLICERADE ARBETEN	 89
 REFERENSER	 92
 APPENDIX	 94

FÖRORD

Verksamheten vid Tarfalastationen omfattar projekt av mycket skiftande inriktning och karaktär. När de glaciologiska studierna började i Tarfala 1945 var arbetet koncentrerat till Storglaciärens massbalans och rörelse. Under senare år har programmet breddats och flera glaciärer i området omfattas av stationens program. Aktivitetens omfattningen framgår av denna rapportens innehåll. Medan en del projekt kan avrapporteras redan efter något års fältarbete bygger andra studier på observationer som gjorts under lång tid av ett stort antal olika forskare. Vi hoppas att en årsrapport där sommarens observationer samlas kan underlätta fortsatt bearbetning genom att information av betydelse för projekt, som förväntas kräva långa observationsserier och basinformation, som är av intresse för många projekt, blir lättillgänglig.

I årets rapport, som är den första för Tarfala, har vi samlat tabeller som ger resultaten av massbalansstudier, hydrologiska data och väderobservationer. Dessutom finns korta beskrivningar av pågående projekt. För att underlätta studier av tidigare rapporter där Tarfalaprojekt diskuteras har vi inkluderat referenslistor över såväl publicerade artiklar som andra uppsatser. Dessa listor kommer att kompletteras efterhand. Vi försöker också att visa på den aktuella verksamheten genom att på några sidor呈现出 planerade projekt. Rapporten avslutas med information om vilka som bidragit till verksamheten genom att arbeta vid fältstationen.

Årets rapport är sammansatt av bidrag från forskare som arbetat med Tarfalamaterial. Författarna svarar själva för bidragen. Vi vill framhålla att alla resultat är preliminära. Detta är en

sammanställning av material med kommentarer och är inte avsedd att vara en "forskningsrapport". Den publiceras och sprids därför inte som en sådan. Rapporten fotokopieras i ett begränsat antal och sänds enbart till några få utanför institutionen, som vi tror kan ha intresse av den.

Stockholm december 1986

Wibjörn Karlén
Professor
Föreståndare för Tarfalastationen

INLEDNING

Wibjörn Karlén

Målet för verksamheten vid Tarfalastationen är att denna skall kunna underlätta och stödja enskilda forskare och forskargrupper med intresse för arbete i Kebnekaisefjället. Genom att forskning koncentreras till ett begränsat område finns bakgrundsdata, som till en del är en nödvändighet för många projekt. I tillägg till denna verksamhet bedrivs några projekt i stationens regi. Detta är främst projekt där långa serier är centrala.

Under en lång tid har Storglaciärens massbalans, vädret vid stationen och avrinningen vid "Rännan" utgjort stommen i naturgeografiska institutionens verksamhet vid Tarfalastationen. Till dessa projekt har en rad projekt knutits, vilka är planerade som en del av "långtidsprogrammet" eller enbart är avsedda att drivas under en kortare tid. Dessa projekt kommer att drivas av stationen även i fortsättningen. Arbetet avses utföras av stationens "fasta personal" och hantlangare. Några av projekten som Storglaciärens massbalans är mycket omfattande och kräver insatser året runt medan andra projekt inte kräver mer än några få timmars jobb. Målsättningen är att dessa projekt genomförs på ett sådant sätt att resultat erhållna under lång tid kan jämföras. Metoder och utrustning kan dock moderniseras.

NEW EQUIPMENT AT TARFALA RESEARCH STATION

Mike Kennett

Ericsson Personal Computer

An Ericsson Personal Computer (PC) with printer was taken to the station this year. All survey, ablation, precipitation, and inclinometry data could be entered into the PC in the evenings or when bad weather prevented field work. Basic programs were written to perform calculations on the survey and inclinometry data. Stake velocity and borehole deformation plots were made with the aid of LOTUS software. Data from the Storglaciären winter accumulation survey were also entered into the PC, and a preliminary value was calculated using LOTUS. LOTUS was also used for calculations and plots of measurements on S.ö. Kaskasatjäkka-glaciären, and of dye-trace experiments on Storglaciären. Wordstar software was used to write papers and reports, and to compile a list of the literature at the station. Data from the 21X data logger, described in detail below, were transferred to the PC for storage and plotting.

Data logger CSI 21X

A new Campbell Scientific Inc. 21X micrologger was tested at Tarfala this summer. Various measurements such as wind speed, incoming and reflected solar radiation, and air temperature were successfully logged for several days at the station. In addition the 21X was installed in Hyddan and used to measure the tilt outputs of the two tiltmeters embedded in the ice. Twenty days of tilt measurements were logged. All the logged data were transferred to the station PC for storage on floppy disc, and for the plotting of graphs.

MASSBALANSSTUDIER

STORGLACIÄREN 1985/86

Peter Jansson

Abstract

The 1985/86 mass balance of Storglaciären was approximately zero. The winter balance was 1.62 m w.eq., the summer balance was -1.68 m w.eq, giving a net balance of -0.06 m w.eq. This adds another year to the previous 40 years of continuous mass balance measurements on Storglaciären.

Since 1945 mass balance studies have continuously been carried out on Storglaciären, Swedish Lapland. Between 1945 and 1973 the mean value of the average net balance was -0.54 m w.eq. (metres of water equivalents) per year. Since 1973 the mean value has been approximately zero.

Winter balance

The winter of 1985-86 gave a large input of snow on the glacier. In November the accumulated mass was already equal to the March value of the previous year. Since the bulk of the accumulation occurs between October and May, the March value approximately represents the total accumulation for the year. The large input was due to several severe storms during the fall, one of which

totally demolished one of the station buildings. A general westerly trend is visible when considering the distribution of snow among the different glaciers in the massif. At the time of the accumulation survey the mean snow density was about 0.5 Mgm^{-3} with low deviation through the snowpack, another effect produced by the wind conditions during the winter.

The survey of the 1985-86 winter balance was carried out during a five day period in May lasting from the 14th to the 19th. The survey was delayed because of the warm and foggy weather that dominated spring '86. The lower part of the ablation area was surveyed on the 14th of May. The rest of the ablation area was finished the next day. Finally the accumulation area was surveyed on the 19th of May. Snow density distribution throughout the snow pack was studied in six pits evenly spaced on the glacier and dug so that they gave information about the snow conditions for the area they represented on the day of the corresponding survey. The survey was performed in the standard net for winter balance measurements comprising 290 points spaced 100 metres apart. A total of 288 points were probed, 21 of these were additional measurements made at points close to the glacier margin where the accumulation pattern is known to change rapidly within a short distance. A map was drawn on the basis of the water equivalent values obtained at each point of the standard net. The winter balance was obtained by first measuring all the areas of different w.eq. values in each 20 m elevation interval of the glacier. These areas were then multiplied by the mean w.eq. value, i.e. the average mass balance, for each area. After summation, values for the winter balance in each 20 m elevation interval were obtained (tab. 1). The sum of these values gives the 1985/86 winter balance.

The 1985/86 winter balance was $4.89 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ of water, or a specific value of 1.62 m w.eq. on the entire glacier.

Summer balance

The summer season started on the 19th of May and lasted until the 19th of August. The season was dominated by clear weather and low precipitation, 201 millimetres compared to a mean of about 350 millimetres for an average summer season. July alone contributed over half the summer precipitation and 60 percent of this came during three rainstorms, each lasting one day. This means that these three events contributed 40 percent of the total summer precipitation. In mid August the temperatures decreased and precipitation on the glacier consisted of snow. This marked the end of the summer season.

The summer balance was continuously studied throughout the season. The ablation area was surveyed 19 times while 12 surveys were made in the accumulation area. Pits were dug simultaneously with the surveys to follow the changes in density distribution in the snow pack. A map was drawn based on the mass balance figures on the 19th of August for each of the 71 stakes that were monitored throughout the season (Fig. 1.).

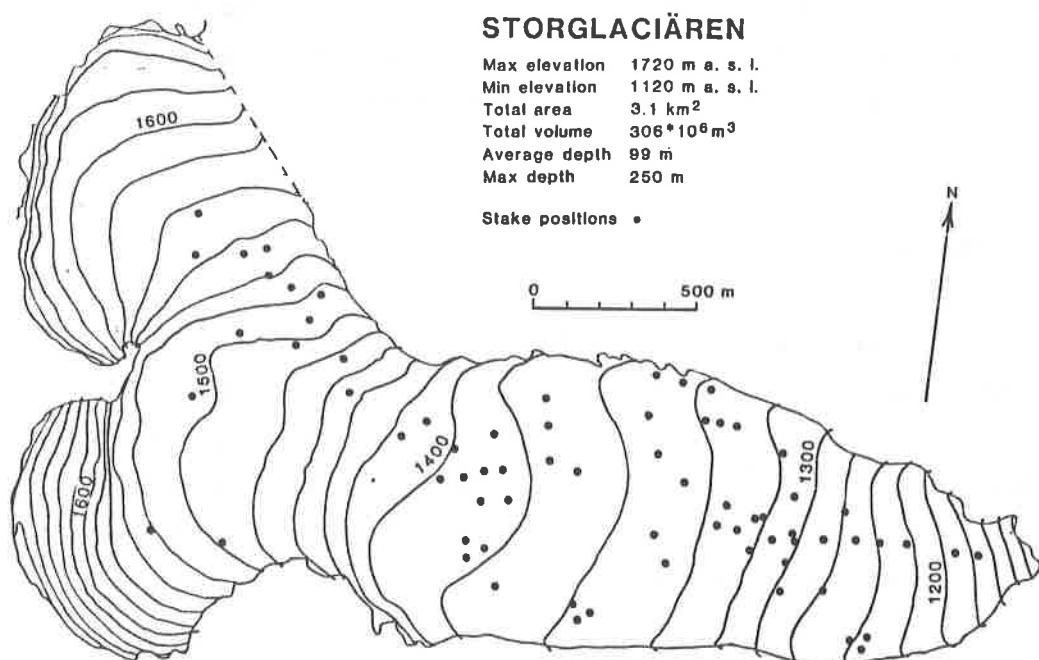


Fig. 1. Stake positions 1986.

In the uppermost part of the firn area where there are no stakes, ablation was assumed to be correlated with altitude in accordance with the ablation gradient (Haefeli 1962). The ablation gradient is obtained by means of a linear regression analysis of the ablation values for the stakes, as a function of their altitude. The calculation of the summer balance was made in an identical manner as that of the winter balance (tab. 1).

The 1985/86 summer balance was $5.12 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ water, or a specific value of 1.68 m w.eq. on the entire glacier.

Net balance

The specific net balance in 1985/86 as a function of altitude varies from -1.60 m at 1130-1140 m a.s.l., to 0 m at 1430 m a.s.l.; the equilibrium line by definition, and to +2.50 m at 1660-1680 m a.s.l. The results are shown in fig. 2 and in tab. 1. The areal net balance B_n (m^3) (shown as the shaded histogram in fig. 3) for the 1985/86 balance year was $-0.23 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ water or a specific value of -0.06 m w.eq. on the entire glacier. The summer balance of 1986 is equal to the summer balance of 1985. The difference in net balance is due only to the difference in winter balance. This adds another year to the previous 40 years of continuous mass balance measurements on Storglaciären (Fig. 4).

A new mass balance stake net

During the summer season the ablation stake net underwent substantial modifications. A new system of stakes was introduced, using as many as possible of the already employed stakes, as well as a number of new stakes where the stake density was considered to be low. The new mass balance stake net therefore covers the glacier more evenly way than before (Fig. 5). A new numbering system was also introduced, in which the stakes are numbered according to the local grid system used for the probing points in the accumulation measurements.

Table 1. The mass balance of Storglaciären as a function of altitude.

85/86

Altitude interval m a.s.l.	Area	Winter balance		Summer balance		Net balance	
		Total 10^3 m^2	10^3 m	Total 10^3 m^2	10^3 m	Total 10^3 m^2	10^3 m
1700-1720	14	43.075	3.03	12.250	0.87	+ 30.825	+2.16
1680-1700	47	155.500	3.29	41.825	0.87	+113.675	+2.42
1660-1680	76	256.225	3.38	66.850	0.87	+189.375	+2.50
1640-1660	123	435.425	3.32	123.500	1.00	+311.925	+2.32
1620-1640	146	473.700	3.15	164.250	1.12	+309.450	+2.03
1600-1620	142	416.810	2.97	159.525	1.12	+257.285	+1.84
1580-1600	135	349.425	2.52	152.325	1.13	+197.100	+1.40
1560-1580	113	227.600	2.00	149.175	1.13	+ 78.425	+0.69
1540-1560	99	175.600	1.78	144.950	1.47	+ 30.650	+0.32
1520-1540	103	194.825	1.91	135.700	1.32	+ 59.125	+0.60
1500-1520	184	393.725	2.16	240.875	1.31	+152.850	+0.85
1480-1500	169	264.525	1.68	258.050	1.52	+ 6.475	+0.15
1460-1480	94	104.650	1.17	153.375	1.63	- 48.725	-0.46
1440-1460	64	79.600	1.21	106.925	1.67	- 27.325	-0.46
1420-1440	68	104.725	1.52	126.625	1.87	- 21.900	-0.35
1400-1420	103	124.825	1.37	193.500	1.88	- 68.675	-0.50
1380-1400	218	214.550	0.98	409.500	1.88	-194.950	-0.90
1360-1380	274	211.775	0.77	542.850	1.98	-331.075	-1.21
1340-1360	253	156.350	0.62	514.000	2.03	-357.650	-1.42
1320-1340	151	80.900	0.57	322.025	2.13	-241.125	-1.56
1300-1320	89	84.500	0.97	203.125	2.27	-118.625	-1.30
1280-1300	76	68.475	0.92	170.000	2.23	-101.525	-1.32
1260-1280	86	61.625	0.71	197.675	2.29	-136.050	-1.58
1240-1260	69	54.350	0.78	163.925	2.39	-109.575	-1.61
1220-1240	53	52.625	0.99	138.675	2.60	- 86.050	-1.60
1200-1220	41	43.650	1.11	108.675	2.62	- 65.025	-1.51
1180-1200	22	23.625	1.15	57.225	2.62	- 33.600	-1.48
1160-1180	11	13.400	1.24	29.400	2.63	- 16.000	-1.38
1140-1160	9	12.300	1.46	23.100	2.63	- 10.800	-1.16
1130-1140	3	5.200	1.63	8.995	2.63	- 3.795	-1.60
1130-1720	3038	4887.800	1.62	5118.800	1.68	-231.000	-0.06

MASS BALANCE DIAGRAM FOR STORGLACIÄREN

1985/86 ACCUMULATION, ABLATION AND NET

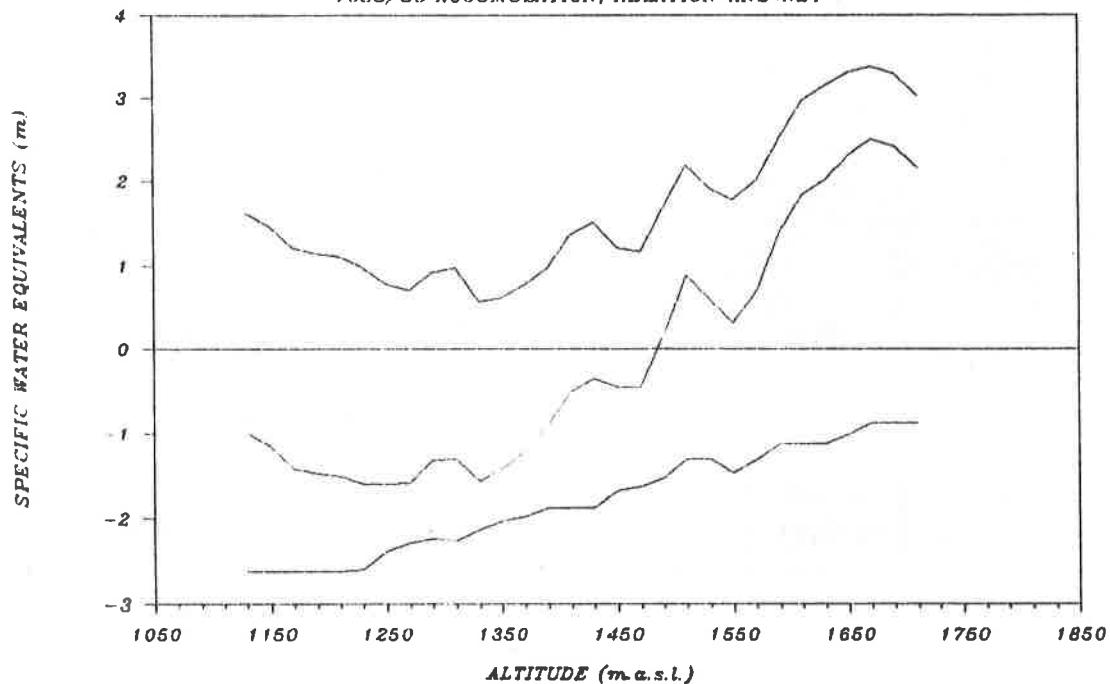


Figure 2. The standard mass balance diagram of Storglaciären, showing specific winter, summer and net balances as a function of altitude.

STORGLACIÄREN 1985/86

AREAL NET BALANCE & AREAL DISTRIBUTION

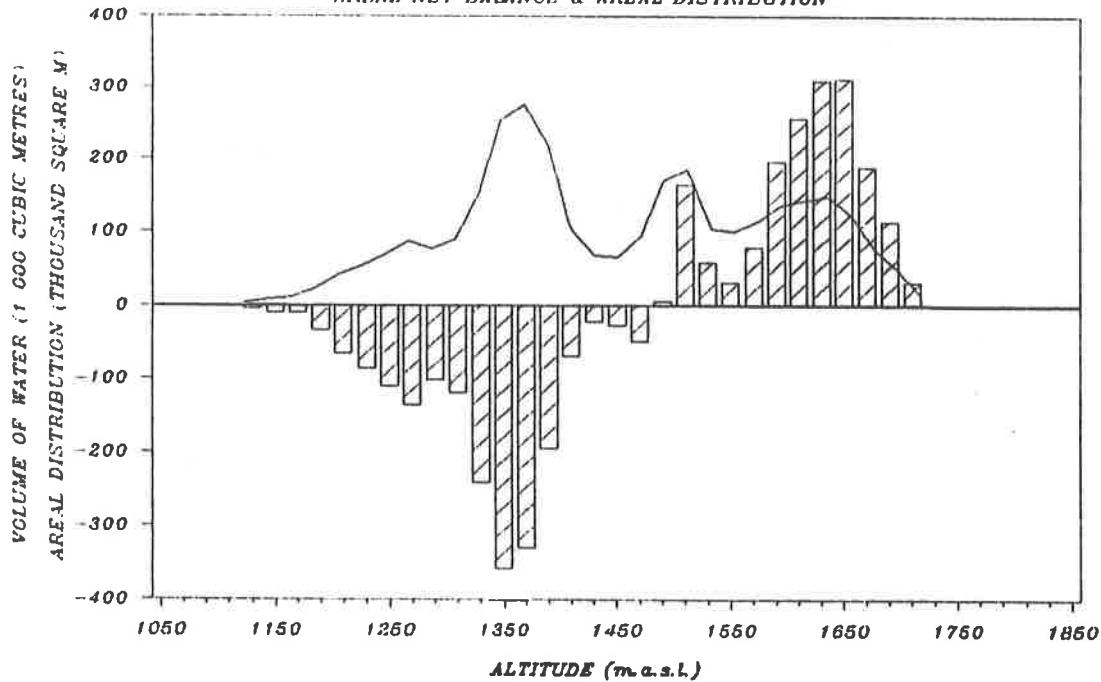


Figure 3. The areal net balance and areal distribution as a function of altitude.

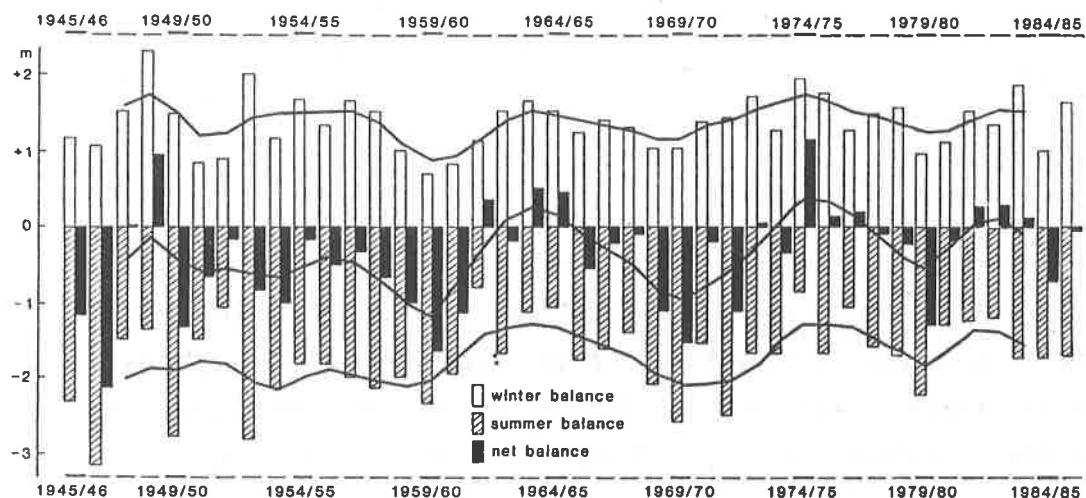


Figure 4. The mass balance diagram of Storglaciären now extends over a period of 41 years.

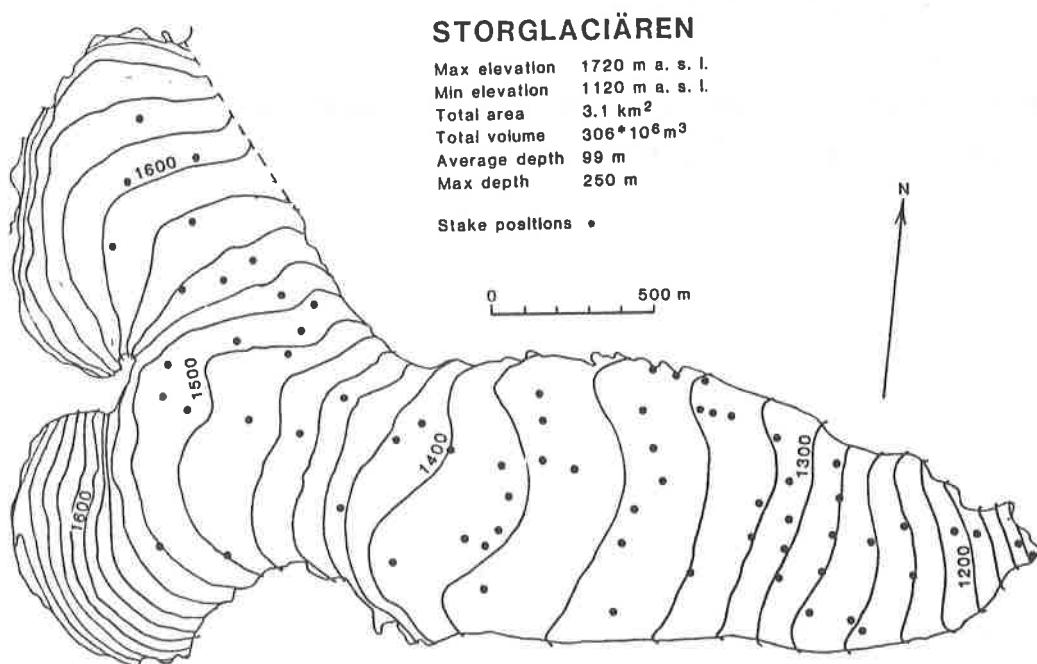


Figure 5. The new mass balance stake net on Storglaciären, 1986.

STORGLACIÄREN 1981/82, 1982/83 OCH 1983/84

Peter Calla

Storglaciärens massbalans har beräknats för åren 1945/46 till 1985/86. För några av massbalansåren, 1981/82, 1982/83 och 1983/84, har endast totalvärdet för glaciären tagits fram. Nu har dessa år vidare bearbetats till färdigt skick i enlighet med de andra åren i massbalansserien. Materialet redovisas i figur 6-11 och tabell 2-4.

1981/82: en ackumulation på 1.49 m w.eq och en ablation på 1.23 m w.eq gav ett netto på +0.26 m w. eq.

1982/83: en ackumulation på 1.47 m w.eq och en ablation på 1.19 m w.eq gav ett netto på +0.28 m w.eq.

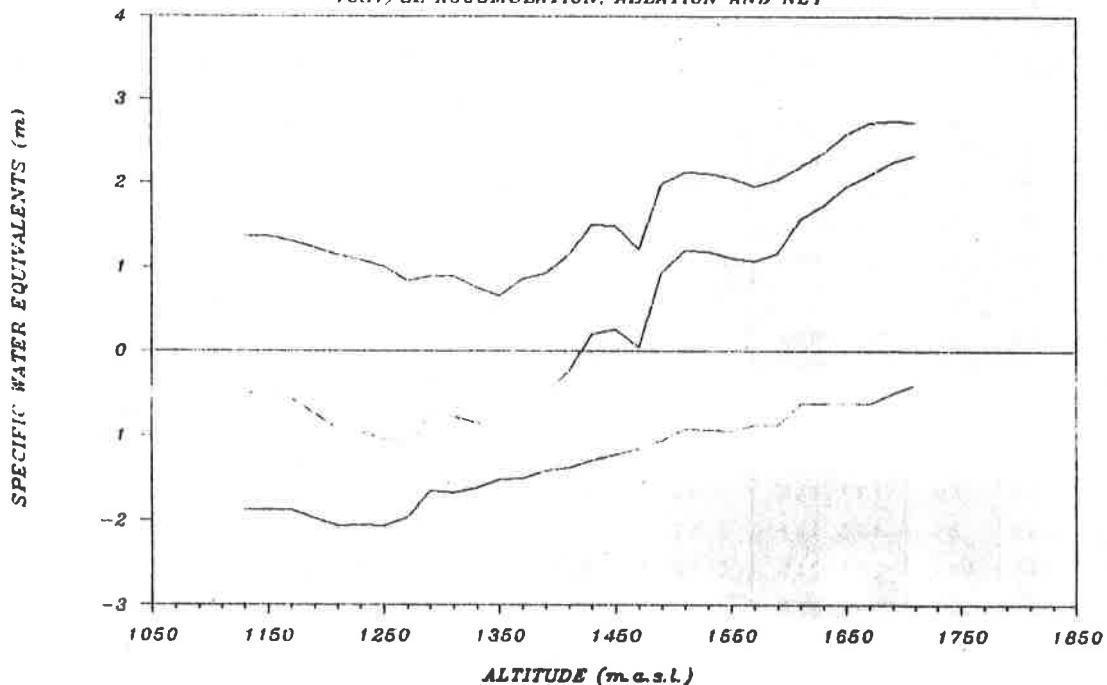
1983/84: en ackumulation på 1.83 m w.eq och en ablation på 1.71 m w.eq gav ett netto på +0.12 m w.eq.

Tabell 2. Storglaciärens massbalans som funktion av höjden,
1981/82.

Altitude interval m a.s.l.	Area	Winter balance		Summer balance		Net balance	
		Total 10^3 m^2	Spec. m	Total 10^3 m^3	Spec. m	Total 10^3 m^3	Spec. m
1700-1720	15	41.334	2.73	6.000	0.40	+ 35.334	+2.33
1680-1700	42	97.768	2.75	21.000	0.50	+ 76.768	+2.25
1660-1680	63	153.571	2.72	39.375	0.62	+114.196	+2.09
1640-1660	114	274.922	2.59	75.625	0.62	+199.297	+1.96
1620-1640	148	310.070	2.36	90.625	0.62	+219.445	+1.74
1600-1620	143	290.855	2.20	84.688	0.62	+209.167	+1.58
1580-1600	137	272.301	2.04	118.125	0.87	+154.176	+1.17
1560-1580	106	192.746	1.96	115.375	0.88	+ 77.371	+1.07
1540-1560	85	165.141	2.06	94.125	0.95	+ 71.016	+1.11
1520-1540	101	237.249	2.12	97.875	0.93	+139.374	+1.18
1500-1520	226	366.000	2.13	158.375	0.93	+207.625	+1.20
1480-1500	154	330.725	2.01	195.250	1.06	+135.475	+0.95
1460-1480	78	106.344	1.21	104.750	1.16	+ 1.594	+0.05
1440-1460	56	101.614	1.49	78.938	1.22	+ 22.676	+0.27
1420-1440	76	114.143	1.50	92.125	1.30	+ 22.019	+0.20
1400-1420	132	113.575	1.14	140.125	1.39	- 26.550	-0.25
1380-1400	248	232.855	0.93	347.438	1.42	-114.583	-0.49
1360-1380	291	250.181	0.86	406.125	1.51	-155.944	-0.65
1340-1360	233	160.816	0.67	377.000	1.52	-216.184	-0.85
1320-1340	131	100.033	0.76	244.625	1.62	-144.593	-0.87
1300-1320	88	82.380	0.89	145.375	1.67	- 62.995	-0.78
1280-1300	90	86.365	0.90	117.625	1.66	- 31.260	-0.76
1260-1280	82	71.048	0.84	169.500	1.97	- 98.453	-1.13
1240-1260	58	58.963	1.02	144.250	2.06	- 85.288	-1.04
1220-1240	52	53.156	1.09	113.938	2.05	- 60.781	-0.96
1200-1220	37	44.463	1.14	78.500	2.07	- 34.038	-0.93
1180-1200	22	28.325	1.23	50.563	1.98	- 22.238	-0.75
1160-1180	14	20.450	1.31	20.625	1.88	- 0.175	-0.56
1140-1160	12	15.950	1.37	16.875	1.88	- 0.925	-0.50
1120-1140	1	1.375	1.38	1.875	1.88	- 0.500	-0.50
1130-1720	3035	4554.245	1.49	3772.187	1.23	+782.058	+0.26

MASS BALANCE DIAGRAM FOR STORGLACIÄREN

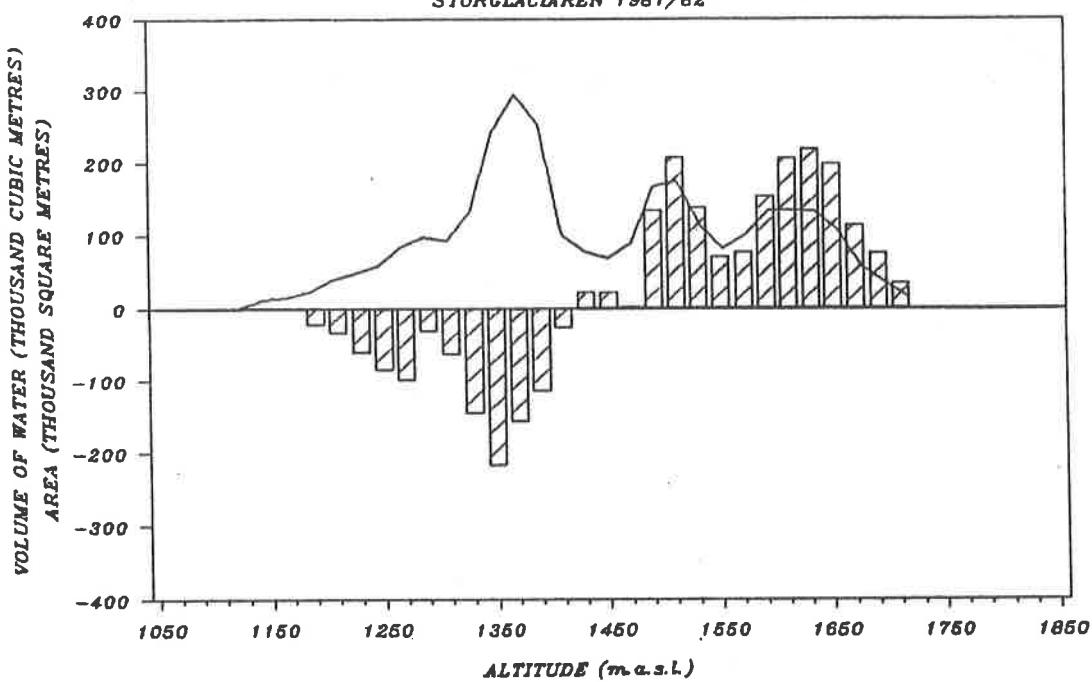
1981/82 ACCUMULATION, ABLATION AND NET



Figur 6. Storglaciärens specifika ackumulation, ablation och netto som funktion av höjden, 1981/82.

AREAL NET BALANCE DIAGRAM

STORGLACIÄREN 1981/82



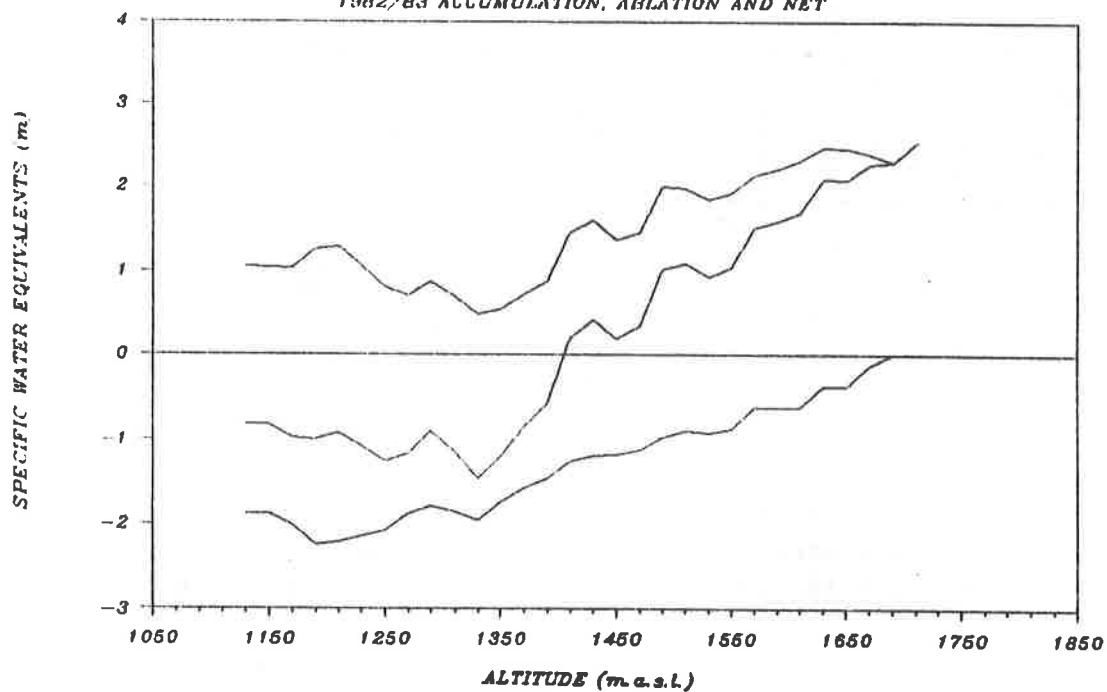
Figur 7. Storglaciärens nettobalans och area som funktion av höjden, 1981/82.

Tabell 3. Storglaciärens massbalans som funktion av höjden,
1982/83.

Altitude interval m a.s.l.	Area	Winter balance		Summer balance		Net balance	
		Total 10^3 m^2	Total 10^3 m^3	Spec. m	Total 10^3 m^2	Spec. m	Total 10^3 m^3
1700-1720	15	55.213	2.54	0.000	0.00	+ 55.213	+2.54
1680-1700	42	139.713	2.29	0.000	0.00	+139.713	+2.29
1660-1680	63	184.900	2.39	9.650	0.12	+175.250	+2.27
1640-1660	114	299.525	2.46	45.600	0.37	+253.925	+2.09
1620-1640	148	363.463	2.47	55.088	0.37	+308.375	+2.10
1600-1620	143	311.288	2.32	83.813	0.63	+227.475	+1.70
1580-1600	137	298.150	2.22	84.000	0.63	+214.150	+1.59
1560-1580	106	256.888	2.14	75.188	0.63	+181.700	+1.51
1540-1560	85	184.988	1.93	84.816	0.88	+100.172	+1.04
1520-1540	101	184.138	1.85	91.616	0.92	+ 92.521	+0.93
1500-1520	226	330.625	1.99	149.736	0.90	+180.889	+1.09
1480-1500	154	358.863	2.00	176.036	0.98	+182.826	+1.02
1460-1480	78	130.463	1.46	100.703	1.13	+ 29.760	+0.33
1440-1460	56	84.888	1.37	73.626	1.19	+ 11.261	+0.18
1420-1440	76	113.125	1.60	84.019	1.19	+ 29.106	+0.41
1400-1420	132	149.075	1.46	128.985	1.26	+ 20.090	+0.20
1380-1400	248	182.538	0.88	304.063	1.46	-121.525	-0.58
1360-1380	291	190.388	0.72	419.136	1.57	-228.749	-0.86
1340-1360	233	132.525	0.54	430.877	1.74	-298.352	-1.21
1320-1340	131	72.863	0.49	290.769	1.95	-217.907	-1.46
1300-1320	88	61.738	0.70	163.107	1.85	-101.369	-1.15
1280-1300	90	63.875	0.88	130.000	1.79	- 66.125	-0.91
1260-1280	82	60.288	0.71	159.662	1.88	- 99.374	-1.17
1240-1260	58	54.550	0.81	139.922	2.07	- 85.372	-1.26
1220-1240	52	56.338	1.06	113.575	2.14	- 57.238	-1.08
1200-1220	37	51.138	1.29	87.671	2.21	- 36.533	-0.92
1180-1200	22	29.638	1.25	53.271	2.25	- 23.634	-1.00
1160-1180	14	9.300	1.03	18.102	2.01	- 8.802	-0.98
1140-1160	12	9.400	1.04	19.875	1.88	- 7.475	-0.83
1130-1140	1	1.050	1.05	1.875	1.88	- 0.825	-0.82
1130-1720	3034	4420.925	1.47	3571.778	1.19	+849.147	+0.28

MASS BALANCE DIAGRAM FOR STORGLACIÄREN

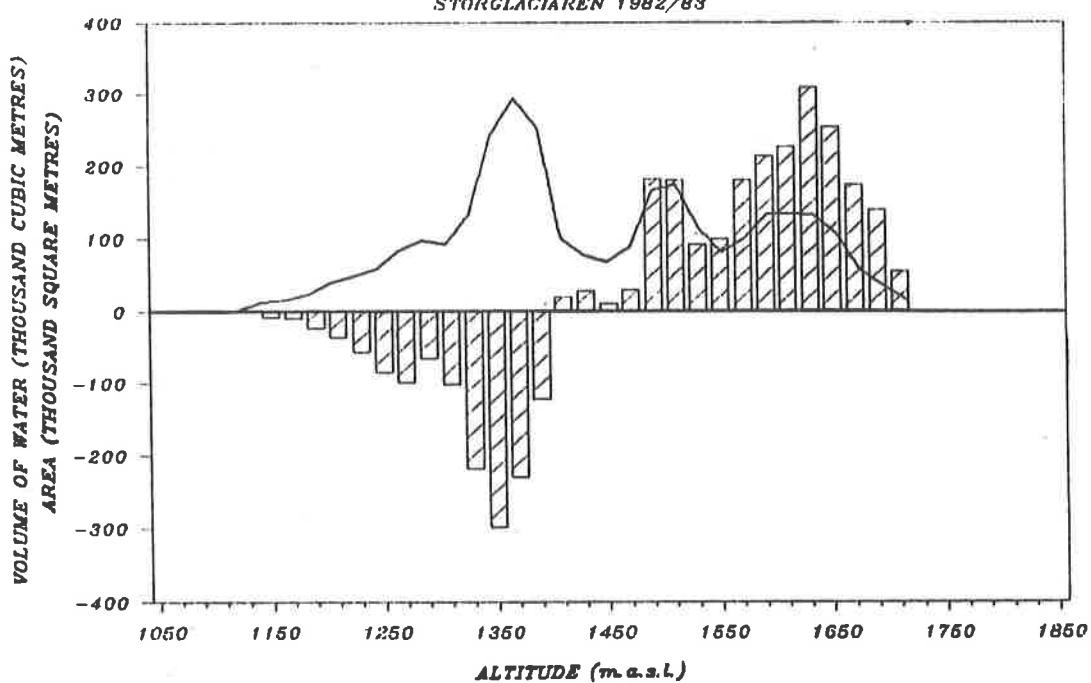
1982/83 ACCUMULATION, ABLATION AND NET



Figur 8. Storglaciärens specifika ackumulation, ablation och netto som funktion av höjden, 1982/83.

AREAL NET BALANCE DIAGRAM

STORGLACIÄREN 1982/83



Figur 9. Storglaciärens nettobalans och area som funktion av höjden, 1982/83.

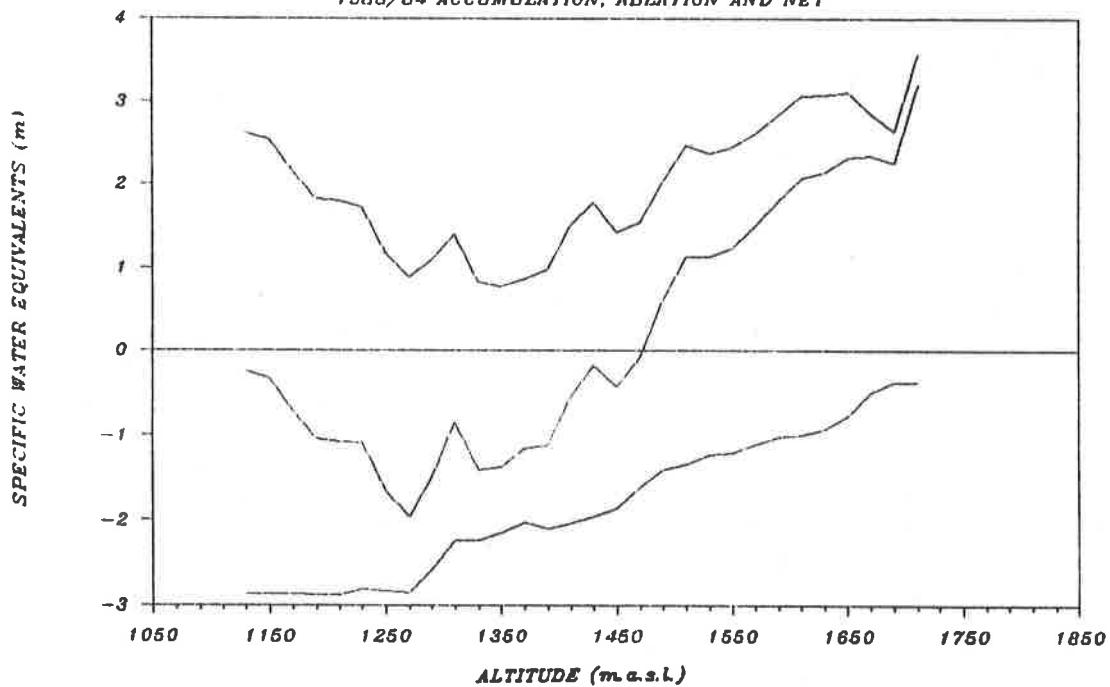
Tabell 4. Storglaciärens masebalans som funktion av höjden,
1983/84.

Altitude interval m a.s.l.	Area	Winter balance		Summer balance		Net balance	
		Total 10^3 m^2	Spec. m	Total 10^3 m^3	Spec. m	Total 10^3 m^2	Spec. m
1700-1720	15	72.925	3.57	4.500	0.37	+ 68.425	+3.20
1680-1700	42	154.275	2.64	20.250	0.37	+134.025	+2.27
1660-1680	63	209.725	2.86	42.625	0.50	+167.100	+2.36
1640-1660	114	366.775	3.11	92.625	0.78	+274.150	+2.33
1620-1640	148	445.825	3.08	137.125	0.93	+308.700	+2.16
1600-1620	143	402.725	3.07	134.937	1.00	+267.787	+2.07
1580-1600	137	381.462	2.84	129.500	1.03	+251.963	+1.81
1560-1580	106	310.850	2.62	136.125	1.12	+174.725	+1.60
1540-1560	85	232.762	2.45	122.875	1.21	+109.887	+1.24
1520-1540	101	235.300	2.38	123.750	1.24	+111.550	+1.14
1500-1520	226	417.062	2.48	255.125	1.35	+161.937	+1.13
1480-1500	154	369.262	2.03	241.250	1.42	+128.012	+0.61
1460-1480	78	140.900	1.55	149.500	1.62	- 8.600	-0.07
1440-1460	56	87.137	1.43	122.750	1.86	- 35.612	-0.43
1420-1440	76	124.675	1.78	139.375	1.96	- 14.700	-0.18
1400-1420	132	151.775	1.50	207.375	2.05	- 55.600	-0.55
1380-1400	248	205.987	0.98	465.187	2.11	-259.200	-1.12
1360-1380	291	231.937	0.87	558.625	2.03	-326.687	-1.16
1340-1360	233	190.162	0.77	537.375	2.15	-347.212	-1.39
1320-1340	131	123.350	0.83	345.625	2.25	-222.275	-1.42
1300-1320	88	126.350	1.40	189.750	2.25	- 63.400	-0.85
1280-1300	90	80.225	1.09	198.187	2.59	-117.962	-1.50
1260-1280	82	76.150	0.89	245.062	2.86	-168.912	-1.97
1240-1260	58	81.237	1.18	196.625	2.84	-115.387	-1.66
1220-1240	52	91.787	1.73	152.500	2.82	- 60.712	-1.09
1200-1220	37	77.612	1.80	135.625	2.88	- 58.012	-1.08
1180-1200	22	43.387	1.83	60.625	2.88	- 17.237	-1.05
1160-1180	14	22.687	2.16	33.062	2.87	- 10.375	-0.71
1140-1160	12	21.562	2.54	23.000	2.87	- 1.437	-0.33
1130-1140	1	2.625	2.62	14.375	2.87	- 11.750	-0.24
1130-1720	3034	5478.500	1.83	5215.312	1.71	+263.187	+0.12

0,09 ?

MASS BALANCE DIAGRAM FOR STORGLACIÄREN

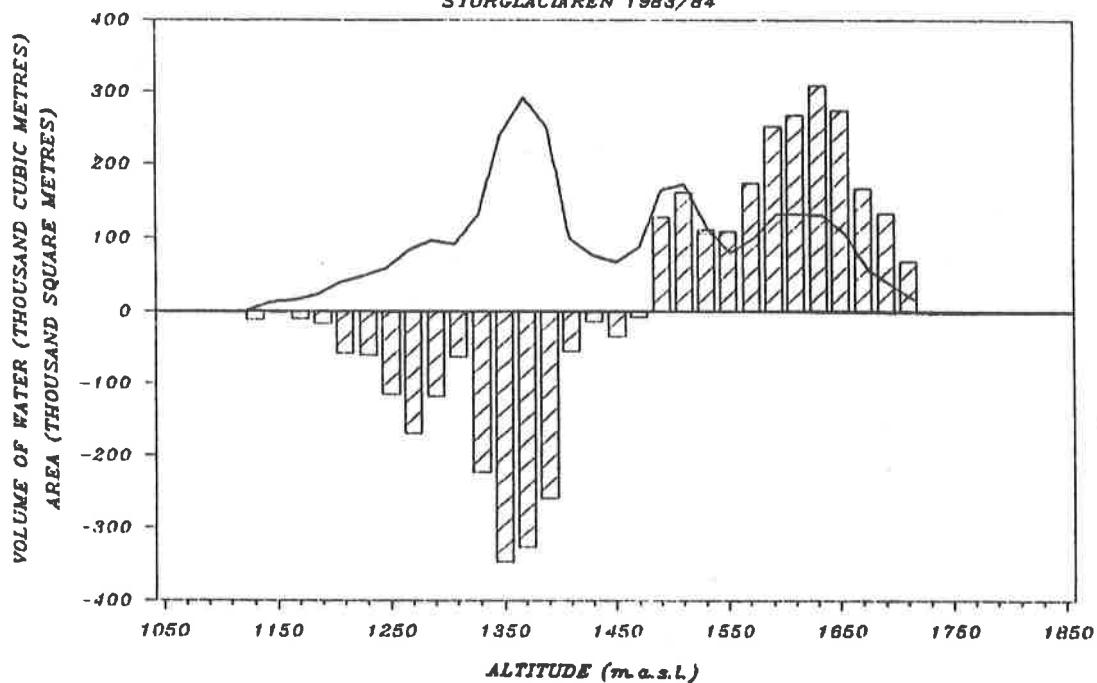
1983/84 ACCUMULATION, ABLATION AND NET



Figur 10. Storglaciärens specifika ackumulation, ablation och netto som funktion av höjden, 1983/84.

AREAL NET BALANCE DIAGRAM

STORGLACIÄREN 1983/84



Figur 11. Storglaciärens nettobalans och area som funktion av höjden, 1983/84.

MASSBALANSSTUDIER PÅ FYRA GLACIÄRER
I KEBNEKAISEMASSIVET 1985/86

Håkan Grudd

Abstrakt

Rapporten redovisar resultaten från 1985/86 års massbalansundersökningar på fyra glaciärer i Kebnekaisemassivet. Syftet har varit att undersöka om massbalansresultaten från Storglaciären är representativa för området. De specifika netto-balanserna för de fyra undersökta glaciärerna var: för Sydöstra Kaskasatjäkkglaciären +0.1 m, för Tarfalaglaciären ±0.0 m, för Björlings glaciär +0.2 m och för Rabots glaciär -0.2 m. Dessa fyra glaciärers massbalans var i stort sett i balanserat tillstånd, vilket också var fallet med Storglaciären.

Kebnekaisemassivet hyser ett tiotal glaciärer med varierande storlek, form och exponeringsläge (Schytt 1959). Tidigare har massbalansstudier bedrivits endast på Storglaciären, Rabots glaciär och i viss mån på Björlings glaciär. Storglaciären är den glaciär som är i särklass bäst undersökt och där en nu 41 år lång massbalansserie existerar (Fig. 4), Rabots glaciär har en fem år lång kontinuerlig serie och Björlings glaciär en enstaka undersökning. Under 80-talet har de flesta glaciärerna i området blivit radioekosonderade och dessa undersökningar har visat att glaciärerna, förutom olikheterna i storlek och form, även har stora geometriska - och som en följd här av - dynamiska olikheter. Alla dessa olikheter ger upphov till en rad frågor; är t.ex. Storglaciärens massbalans, och dess variationer i förhållande till klimatet, representativ för glaciärerna i

området? Storglaciären har under det senaste decenniet varit i stort sett i balans med klimatet, men hur är det med de andra glaciärerna i området och hur känsliga är dessa för en klimatförändring?

För att få svar på några av dessa frågor utfördes under 1985/86 massbalansstudier på ytterligare fyra glaciärer förutom på Storglaciären:

Sydöstra Kaskasatiakkaglaciären (SÖK); är den av de fyra glaciärerna där den mest omfattande undersökningen blev utförd. Massbalansstudierna ingår i ett klimatologiskt/ isdynamiskt projekt på SÖK (Grudd, in prep.).

Tarfaglaglaciären; som kanske är den intressantaste glaciären med avseende på kopplingen massbalans - isdynamik. Glaciären är mycket brant och radioekosonderingar tyder på att den är tunn och förmodligen bottenfrusen över stora områden (Holmlund och Kennett, in prep.)

Björlings glaciär; en högt liggande, kraftigt överfordjupad nischglaciär där isrörelsestudier blivit utförda 1982-84, och i samband med detta en massbalansundersökning 1982/83 (Moberg 1984, Stroeven och van der Waal 1985).

Rabots glaciär; som är den största glaciären i Kebnekaisemassivet och där isrörelse- och massbalansstudier pågått sedan 1982 (Haeberli 1987, Stroeven, van der Waal och Brugger, personlig kommunikation).

Att utföra lika omfattande och noggranna studier på dessa fyra glaciärer som på Storglaciären är av praktiska skäl inte möjligt (pga den omfattande arbetsinsats som i så fall skulle krävas). De begränsade fältinsatserna medför därför att en lägre ambitionsnivå fått accepteras när det gäller exaktheten i beräkningarna.

Metod

Vinterbalanserna har kvantifierats med utgångspunkt från snösonderingar utförda i slutet av vintersäsongen. Sonderingspunkterna ligger som profiler (~100 m mellan varje punkt) där existerande stakar på isen och karakteristiska klippformationer runt glaciären fungerat som riktmärken. Dessutom har ett eller två schakt grävts på varje glaciär där snöns densitet och temperatur studerats.

För att överföra sonderingspunkternas värden till ett volymmått gällande för hela glaciären har ett rutnät som täcker hela glaciären ritats på en karta, där varje hel ruta motsvarar en yta av 100*100 meter (för SÖK gäller 50*50 m). Runt glaciärens kanter, där delar av rutor förekommer, har arean uppskattats till närmaste 500 m^2 (100 m^2 för SÖK). Mittpunkten i varje på detta vis erhållen yta har givits koordinater i X-, Y- och Z-plan, där Z-koordinaten motsvarar mittpunktens höjd över havet. Alla dessa ytor har sedan givits ett snödjup som erhållits genom att extrapolera sonderingspunkternas värden. Snödjupen har med hjälp av densiteten räknats om till vattenvärdet. Vattenvärdet för en yta multiplicerat med ytans area ger volymen på ytans vinterbalans. Alla delytors volym tillsammans ger vinterbalansen för hela glaciären. Genom att sedan dividera den totala volymen med arean för hela glaciären erhålls ett specifikt värde på balansen (uttryckt i meter vattenekvivalent) som är jämförbart mellan olika glaciärer.

Resultaten från massbalansstudierna på Storglaciären har varit mycket betydelsefulla för förståelsen av de processer som styr en glaciärs massbalans och framför allt gäller detta sommarbalansen. Sommarbalansen har visat sig vara väl korrelerad med sommarens medeltemperatur (Schytt 1967), och avsmältningens fördelning över glaciärens yta har visat sig vara till största delen beroende av det adiabatiska temperaturavtagandet. Ablationsgradienten (Haefeli 1962, Schytt 1967), som är ett uttryck för ablationens

(avsmältnings) avtagande med höjden över havet, ger en möjlighet att på ett relativt enkelt sätt beräkna ett approximativt värde på sommarbalansen förutsatt att ablationen är känd i ett antal punkter jämnt fördelade över glaciären.

Genom linjär regression har ablationsgradienterna kunnat beräknas för tre av de fyra glaciärerna.

För att erhålla ett specifikt värde på sommarbalansen (a_s) för varje koordinatbestämd delyta ställs ekvationen för en rät linje upp:

$$a_s = kz + H$$

där rikningskoefficienten k är lika med ablationsgradienten, och den oberoende variabeln z är lika med z -koordinaten - dvs höjden över havet - för varje yta, H är en höjdkonstant. Genom användandet av en Ericsson PC och Lotus programvara med "spread sheet" funktion är det sedan mycket enkelt att bestämma den specifika sommarbalansen för varje yta. Sommarbalansen för hela glaciären beräknas sedan på samma sätt som vinterbalansen.

Nettobalansen slutligen är skillnaden mellan vinterbalans och sommarbalans. För att få fram fördelningsmönstret, dvs hur nettobalansen varierar över glaciären, har massbalansberäkningar utförts för varje 20-meters höjdintervall.

Resultat

Sydöstra Kaskasatjåkkaglaciären (SÖK)

SÖK (0.50 km^2), ligger inom höjdintervallet 1400-1840 m.ö.h i norra delen av Tarfaladalen. Ackumulationsområdet ligger i en nisch öster om Kaskasatjåkka och huvuddelen av tungan har en syd-sydöstlig exponering. Inmätningar av frontens position har visat att glaciären varit i stort sett i balans med klimatet under 80-talet och att det under 1985 även skett en måttlig framryckning (Grudd, 1986). I början av maj borrades 10 st stakar ner i glaciären, dessa stakar utnyttjades sedan till ablationsmätningar under sommaren 1986.

Vinterbalans

Mätningen av 1985/86 års vinterbalans utfördes den 15:e maj. Snödjupet sonderades i 47 punkter och snöns densitet och temperatur studerades i två schakt. Densiteten var likartad i de båda schakten varför ett medelvärde på 0.45 Mg m^{-3} användes för hela glaciären. Temperaturerna visade att ingen smältning börjat.

Vinterbalansen för 1985/86 var $823.3 * 10^3 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på 1.7 m vattenekv. (Tab. 5).

Sommarbalans

Mätningen av 1986 års sommarbalans skedde den 6:september genom att sommarens totala ablation mättes vid de tio stakarna. Ablationsgradienten beräknades till -0.56 cm/m (korrelationskoefficient = -0.92). Den specifika sommarbalansen i varje delyta beräknades med ekvationen:

$$a_s = -0.56 \cdot 10^{-2} * z + 1040.$$

Sommarbalansen för 1986 var $775.8 * 10^3 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på 1.6 m vattenekv. (Tab. 5).

Nettobalans

Den specifika nettobalansen varierar från +2.3 m i glaciärens översta delar (1820-1840 m.ö.h), över ett parti på tungan som har en nettoförlust på -0.8 m, till -0.4 m vid fronten (Fig. 12). ±0 m netobalans - definitionen på jämviktslinjen - ligger på 1605 meter över havet.

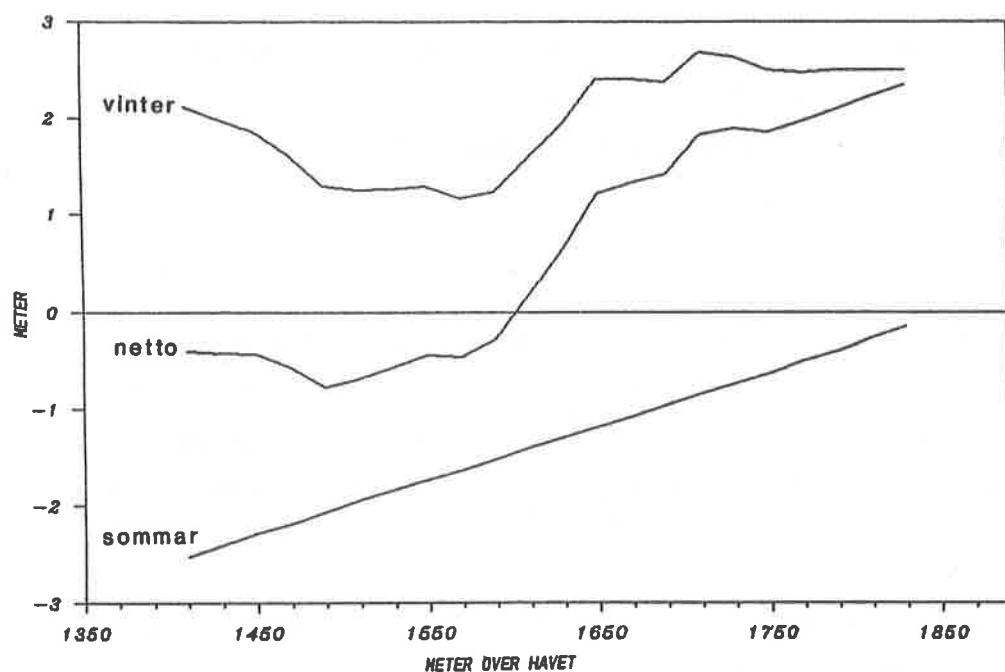
Nettobalansen för massbalansåret 1985/86 var $+47.5 \cdot 10^3 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på +0.1 m vattenekv. (Tab. 5)

Tabell 5.

SYDÖSTRA KASKASATJÄKKAGLACIÄREN
MASSBALANS 1985/86

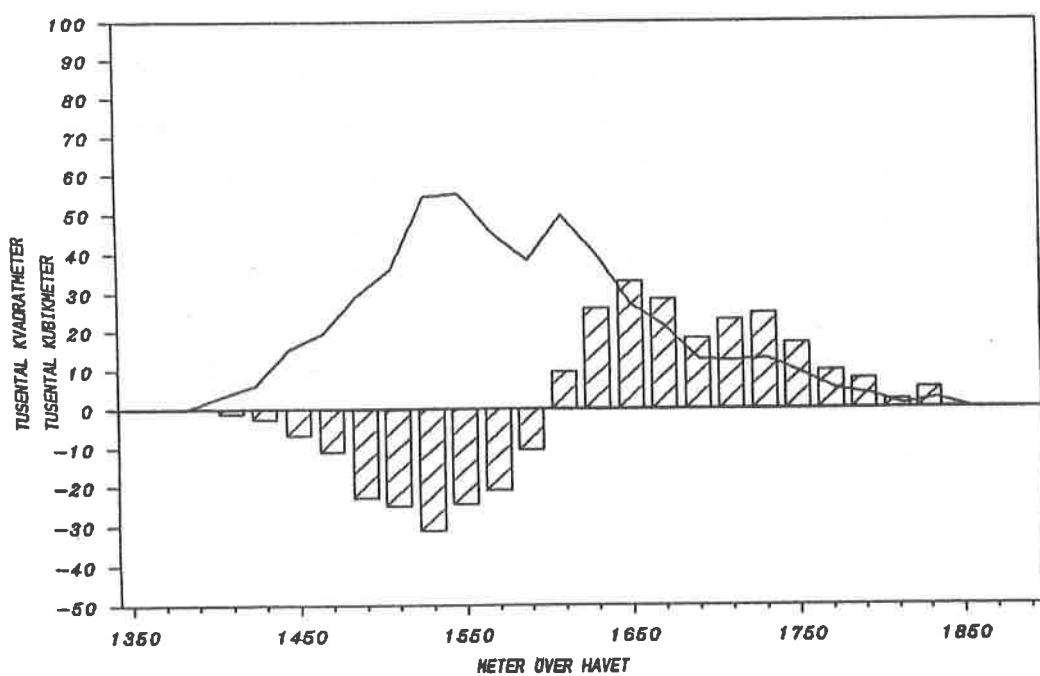
Altitude interval	Area $\cdot 10^2 \text{ m}^2$	Winter balance		Summer balance		Net balance		
		Total m^3	Spec. m	Total m^3	Spec. m	Total m^3	Spec. m	
1 1400 - 1420	30	6350	2,1	7568	2,5	-1218	-0,4	
2 1420 - 1440	60	11900	2,0	14478	2,4	-2578	-0,4	
3 1440 - 1460	156	28898	1,9	35674	2,3	-6776	-0,4	
4 1460 - 1480	195	31625	1,8	42688	2,2	-11043	-0,6	
5 1480 - 1500	291	37455	1,3	60216	2,1	-22761	-0,8	
6 1500 - 1520	360	45200	1,3	70054	1,8	-24854	-0,7	
7 1520 - 1540	545	68785	1,3	100054	1,8	-31269	-0,6	
8 1540 - 1560	550	70835	1,3	95356	1,7	-24521	-0,4	
9 1560 - 1580	450	52535	1,2	73424	1,6	-20889	-0,5	
10 1580 - 1600	380	47015	1,2	57604	1,5	-10589	-0,3	
11 1600 - 1620	497	78910	1,6	69353	1,4	9557	0,2	
12 1620 - 1640	398	77205	1,9	51426	1,3	25779	0,6	
13 1640 - 1660	270	64775	2,4	32020	1,2	32755	1,2	
14 1660 - 1680	213	51140	2,4	22941	1,1	28199	1,3	
15 1680 - 1700	128	30399	2,4	12339	1,0	18060	1,4	
16 1700 - 1720	125	33475	2,7	10580	0,8	22895	1,6	
17 1720 - 1740	130	34270	2,6	9662	0,7	24608	1,9	
18 1740 - 1760	91	22715	2,5	5793	0,6	16922	1,9	
19 1760 - 1780	50	12350	2,5	2510	0,5	9840	2,0	
20 1780 - 1800	37	9250	2,5	1498	0,4	7752	2,1	
21 1800 - 1820	10	2500	2,5	284	0,3	2236	2,2	
22 1820 - 1840	23	5750	2,5	350	0,2	5400	2,3	
	1400 - 1840	4989	823337	1,7	775833	1,6	47504	0,1

SYDÖSTRA KASKASATJÄKKAGLACIÄREN 1985/86



Figur 12. Specifik vinter-, sommar- och nettobalans som en funktion av höjden över havet.

SYDÖSTRA KASKASATJÄKKAGLACIÄREN 1985/86



Figur 13. Stapeldiagrammet visar nettobalansen som en funktion av höjden över havet. Kurvan visar areafördelningen.

Resultat

Tarfala glaciären

Tarfala glaciären (0.86 km^2), ligger inom höjdintervallet 1390–1730 m.ö.h öster om Tarfalatjåkko. Glaciären saknar helt nischväggar och är brant med en jämn lutning mot öster.

Vinterbalans

Mätningen av 1985/86 års vinterbalans utfördes den 24:e maj. Snödjupet sonderades i 51 punkter och snöns densitet och temperatur studerades i ett schakt. Medeldensiteten i snöpacken var 0.51 Mg m^{-3} och temperaturerna visade att ingen smältningsbörjat.

Vinterbalansen för 1985/86 var $1.812 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på 2.1 m vattenekv. (Tab. 6).

Sommarbalans

Mätningen av 1986 års sommarbalans utfördes den 4:e sept. Inga användbara stakar fanns tillgängliga på glaciären för ablationsmätning. Den specifika sommarbalansen bestämdes istället i fem punkter, väl spridda ovan jämviktslinjen, genom att mäta upp nettobalansen, dvs den återstående mängden snö. Dessa fem punkter mättes in med teodolit till sonderingspunkter med känd vinterbalans, därmed kunde specifika sommarbalanser beräknas i de fem punkterna och en linjär regressionsanalys utföras. Ablationsgradienten beräknades till -0.15 cm/m (korrelationskoefficient = -0.93). Den specifika sommarbalansen i varje delyta beräknades med ekvationen:

$$a_s = -0.15 \cdot 10^{-2} * z + 439$$

Sommarbalansen för 1986 var $1.798 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på 2.1 m vattenekv. (Tab. 6).

Nettobalans

Den specifika nettobalansen varierar från +0.6 m i de övre delarna av glaciären (1710-1730 m.ö.h) till -0.3 m vid fronten (Fig. 14). Jämviktslinjen, där nettobalansen är ±0 m, ligger på 1510 meter över havet.

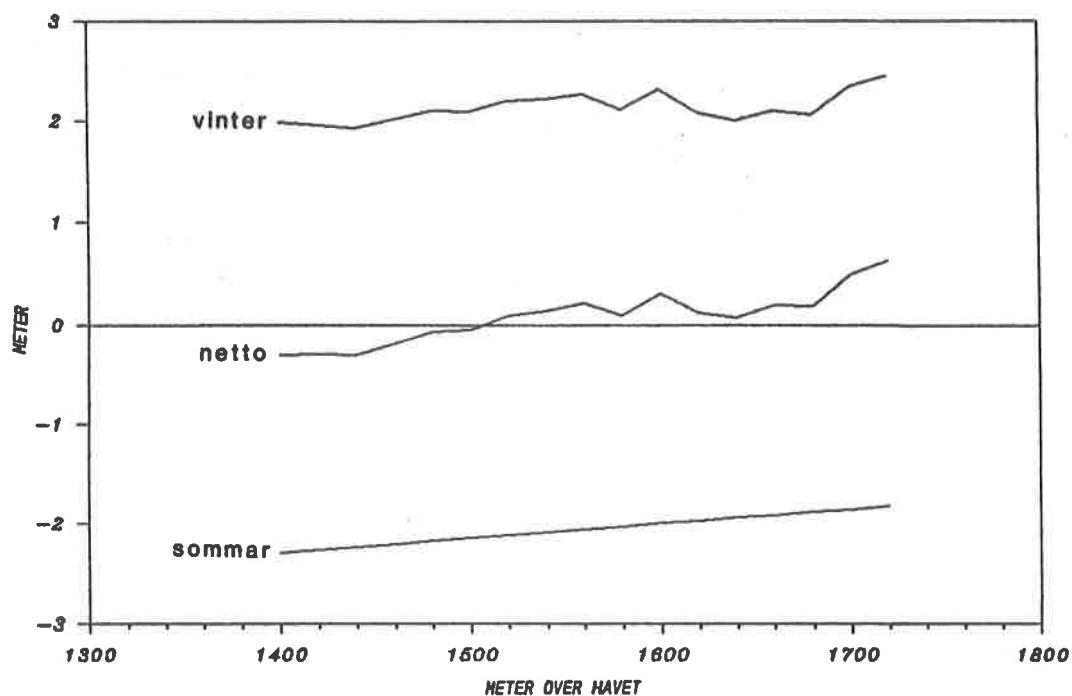
Nettobalansen för massbalansåret 1985/86 var $+0.014 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på 0.0 m vattenekv. (Tab. 6).

Tabell 6.

TARFAGLACIÄREN MASSBALANS 1985/86

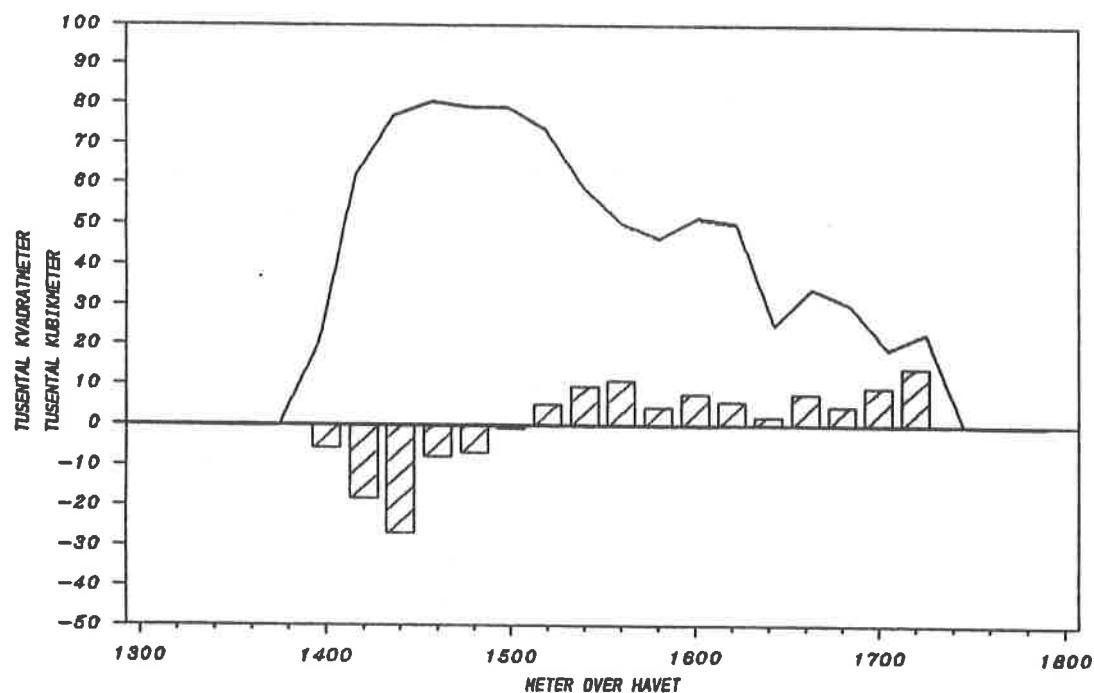
Altitude interval	Area $\cdot 10^2 \text{ m}^2$	Winter balance		Summer balance		Net balance		
		Total m^3	Spec. m	Total m^3	Spec. m	Total m^3	Spec. m	
1	1380 - 1410	200	39990	2,0	45778	2,3	-5788	-0,3
2	1410 - 1430	620	121940	2,0	140229	2,3	-18289	-0,3
3	1430 - 1450	770	145340	1,9	172160	2,2	-26820	-0,3
4	1450 - 1470	805	169525	2,1	177496	2,2	-7971	-0,1
5	1470 - 1490	790	164700	2,1	171588	2,2	-6888	-0,1
6	1490 - 1510	790	168200	2,1	169150	2,1	-950	0,0
7	1510 - 1530	735	160100	2,2	155134	2,1	4966	0,1
8	1530 - 1550	590	132025	2,2	122350	2,1	9676	0,2
9	1550 - 1570	600	113600	2,3	102500	2,1	11100	0,2
10	1570 - 1590	465	98300	2,1	94103	2,0	4198	0,1
11	1590 - 1610	515	110260	2,1	102635	2,0	7625	0,1
12	1610 - 1630	500	104200	2,1	98375	2,0	5825	0,1
13	1630 - 1650	250	50350	2,0	48385	1,9	1965	0,1
14	1650 - 1670	340	72400	2,1	64675	1,8	7725	0,2
15	1670 - 1690	300	60700	2,0	56250	1,9	4450	0,1
16	1690 - 1710	190	44500	2,3	35170	1,9	9330	0,5
17	1710 - 1730	230	56250	2,4	41773	1,8	14478	0,6
	1390 - 1730	8590	1812380	2,1	1797748	2,1	14632	0,0

TARFALAGLACIÄREN 1985/86



Figur 14. Specifik vinter-, sommar- och nettobalans som en funktion av höjden över havet.

TARFALAGLACIÄREN 1985/86



Figur 15. Stapeldiagrammet visar nettobalansen som en funktion av höjden över havet. Kurvan visar areafördelningen.

Resultat

Björlings glaciär

Björlings glaciär (1.42 km^2) ligger inom höjdintervallet 1410-1870 m.ö.h. Den har ett enkelt ackumulationsområde som ligger i en nisch öster om Kebnekaises topplatå. Tungan har en syd-sydöstlig utsträckning med en brant smal avslutning, den sk Björnlabben. ~50% av den totala ytan ligger inom höjdintervallet 1575-1650 m.ö.h, dvs inom ett intervall av endast 75 m (Moberg 1984). Detta förhållande gör att huvuddelen av glaciären upplevs som mycket flack. 6 st, sedan tidigare existerande stakar kunde utnyttjas för ablationsmätningar.

Vinterbalans

Mätningen av 1985/86 års vinterbalans utfördes den 2:a juni. Snödjupet sonderades i 59 punkter och snöns densitet och temperatur mättes i två schakt. Densiteten i de båda schakten var likartad varför ett medelvärde på 0.43 Mg m^{-3} användes för hela glaciären. Temperaturerna visade att ingen avsmältnings börjat.

Vinterbalansen för 1985/86 var $1.980 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på 1.4 m vattenekv. (Tab. 7).

Sommarbalans

Sommarens totala ablation mättes vid de 6 stakarna den 9:sept. Ingen signifikant ablationsgradient kunde dock beräknas utifrån dessa data beroende på att samtliga stakar är placerade på den flacka delen av tungan och alltså samlade inom ett litet höjdintervall. Björlings glaciär ligger inom ungefär samma höjdintervall och har samma exponeringsläge som Sydöstra Kaskasatjäkkaglaciären. Det ansågs därför som rimligt att anta att dessa båda glaciärer har likartade ablationsgradienter. Vid beräkningen av Björlings glaciärs sommarbalans användes därför

samma ekvation som för Sydöstra Kaskasatjåkkaglaciären:

$$\frac{a}{s} = -0.56 \cdot 10^{-2} * z + 1040$$

Den med denna ekvation beräknade ablationen vid stakarna stämde relativt väl överens med den i fält uppmätta ablationen.

Sommarbalansen för 1986 var $1.745 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på 1.2 m vattenekv. (Tab. 7).

Nettobalans

Den specifika nettobalansen varierar från +2.7 m i glaciärens övre delar (1850-1870 m.ö.h) till -1.3 m vid fronten (Fig. 16). Jämviktslinjen, där nettobalansen enligt definition är lika med ±0 m, ligger på 1650 meter över havet. Även ett parti vid 1550-1570 m.ö.h har en nettobalans nära 0 m. Detta beror huvudsakligen på att området har en kraftig ackumulation i form av en snödriva som bildas här varje vinter.

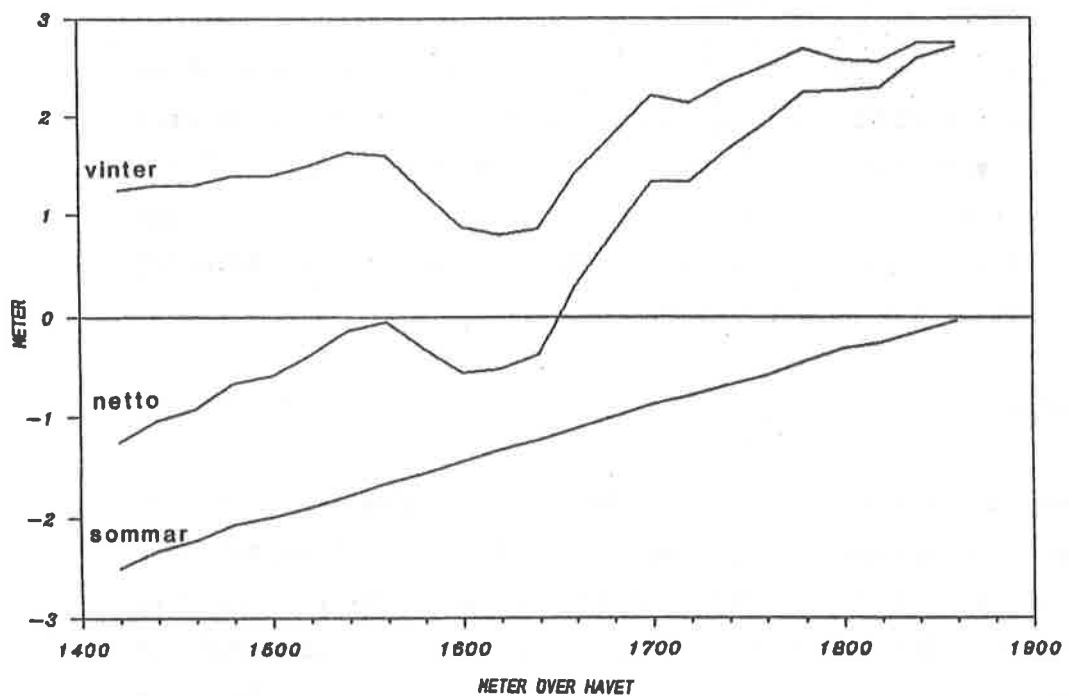
Nettobalansen för för massbalansåret 1985/86 var $+0.235 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på +0.2 m vattenekv. (Tab. 7).

Tabell 7.

BJÖRLINGS GLACIÄR
MASSBALANS 1985/86

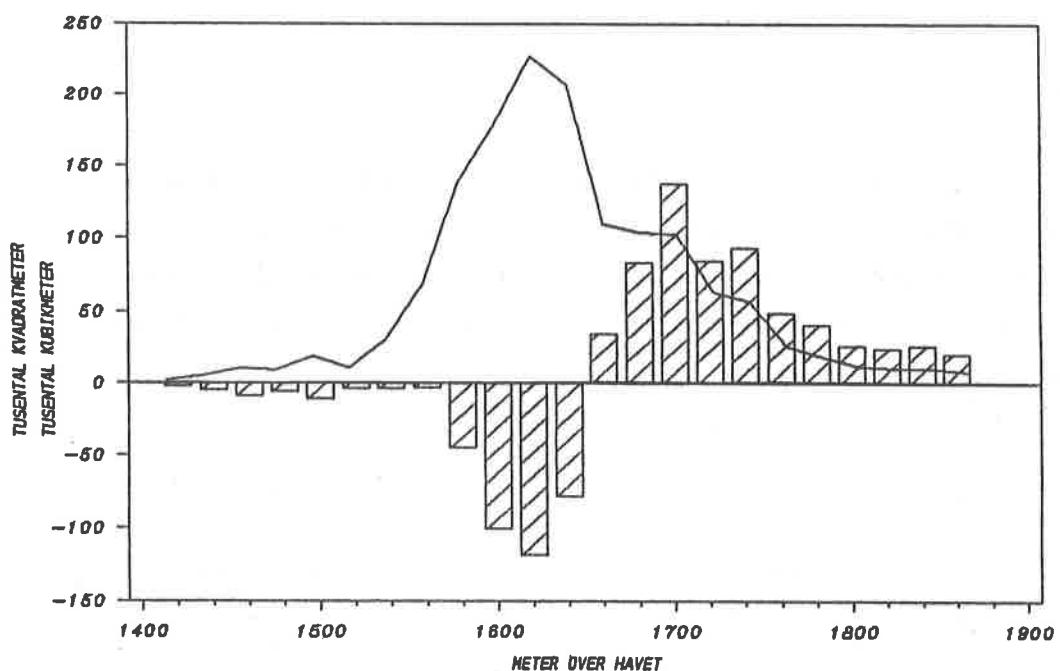
Altitude interval	Area $\cdot 10^2 \text{ m}^2$	Winter balance		Summer balance		Net balance	
		Total m^3	Spec. m	Total m^3	Spec. m	Total m^3	Spec. m
1 1410 - 1430	20	2500	1,3	5008	2,5	-2508	-1,3
2 1430 - 1450	50	6500	1,3	11680	2,3	-5180	-1,0
3 1450 - 1470	100	13000	1,3	22240	2,2	-9240	-0,9
4 1470 - 1490	90	12600	1,4	18554	2,1	-5954	-0,7
5 1490 - 1510	185	25900	1,4	36762	2,0	-10862	-0,6
6 1510 - 1530	100	15000	1,5	18880	1,9	-3880	-0,4
7 1530 - 1550	300	49000	1,6	53224	1,8	-4224	-0,1
8 1550 - 1570	685	110025	1,6	113348	1,7	-3323	0,0
9 1570 - 1590	1393	171705	1,2	216736	1,6	-45031	-0,3
10 1590 - 1610	1788	157200	0,9	257656	1,4	-100456	-0,6
11 1610 - 1630	2280	181450	0,8	299848	1,3	-118398	-0,5
12 1630 - 1650	2067	178910	0,9	254906	1,2	-77996	-0,4
13 1650 - 1670	1097	156750	1,4	122005	1,1	34745	0,3
14 1670 - 1690	1040	187850	1,8	103876	1,0	83974	0,8
15 1690 - 1710	1030	228225	2,2	90391	0,9	137834	1,3
16 1710 - 1730	635	135250	2,1	50084	0,8	85168	1,3
17 1730 - 1750	565	133000	2,4	38898	0,7	94102	1,7
18 1750 - 1770	257	64475	2,5	15045	0,6	49430	1,9
19 1770 - 1790	180	48500	2,7	8000	0,4	40500	2,3
20 1790 - 1810	115	29625	2,6	3680	0,3	25945	2,3
21 1810 - 1830	105	26825	2,6	2772	0,3	24053	2,3
22 1830 - 1850	100	27500	2,8	1520	0,2	25980	2,6
23 1850 - 1870	75	20625	2,8	300	0,0	20325	2,7
1410 - 1870	14237	1980415	1,4	1745413	1,2	235002	0,2

BJÖRLINGS GLACIÄR 1985/86



Figur 16. Specifik vinter-, sommar- och nettebalans som en funktion av höjden över havet.

BJÖRLINGS GLACIÄR 1985/86



Figur 17. Stapeldiagrammet visar nettebalansen som en funktion av höjden över havet. Kurvan visar areafördelningen.

Resultat

Rabots glaciär

Rabots glaciär (3.82 km^2), som ligger inom höjdintervallet 1060-1720 m.ö.h väster om Kebnekaisemassivet, är en utpräglad dalglaciär med tungans utsträckning åt väster. Ackumulationsområdet är relativt komplicerat med ett tillflöde från tre olika nischer. 9 st stakar ur det sedan tidigare existerande staknätet kunde utnyttjas för ablationsmätningar.

Vinterbalans

Mätningen av 1985/86 års vinterbalans utfördes den 18:e maj. Snödjupet sonderades i 107 punkter och snöns densitet och temperatur studerades i två schakt. Hela snöpacken var vid smältpunkten i det nedre av de två schakten där pålagrad is börjat bildas. Vid beräkningen av vinterbalansen har en densitet på 0.45 Mg m^{-3} använts för området ovan 1300 m.ö.h och en densitet på 0.50 Mg m^{-3} för området därunder.

Vinterbalansen för 1985/86 var $4.884 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på 1.3 m vattenekv. (Tab. 8).

Sommarbalans

Mätningen av 1986 års sommarbalans utfördes den 10:e september genom att sommarens totala ablation mättes vid de nio stakarna. Ablationsgradienten beräknades till -0.27 cm/m (korrelationskoefficient = -0.80). Den specifika sommarbalansen i varje delyta beräknades med ekvationen:

$$\frac{a}{s} = -0.27 \cdot 10^{-2} * z + 517$$

Sommarbalansen för 1986 var $5.603 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på 1.5 m vattenekv. (Tab. 8).

Nettobalans

Den specifika nettobalansen varierar från +1.7 m i glaciärens översta delar till -1.9 m vid fronten (Fig. 18). Jämviktslinjen - specifik nettobalans lika med 0 m - ligger vid 1385 meter över havet.

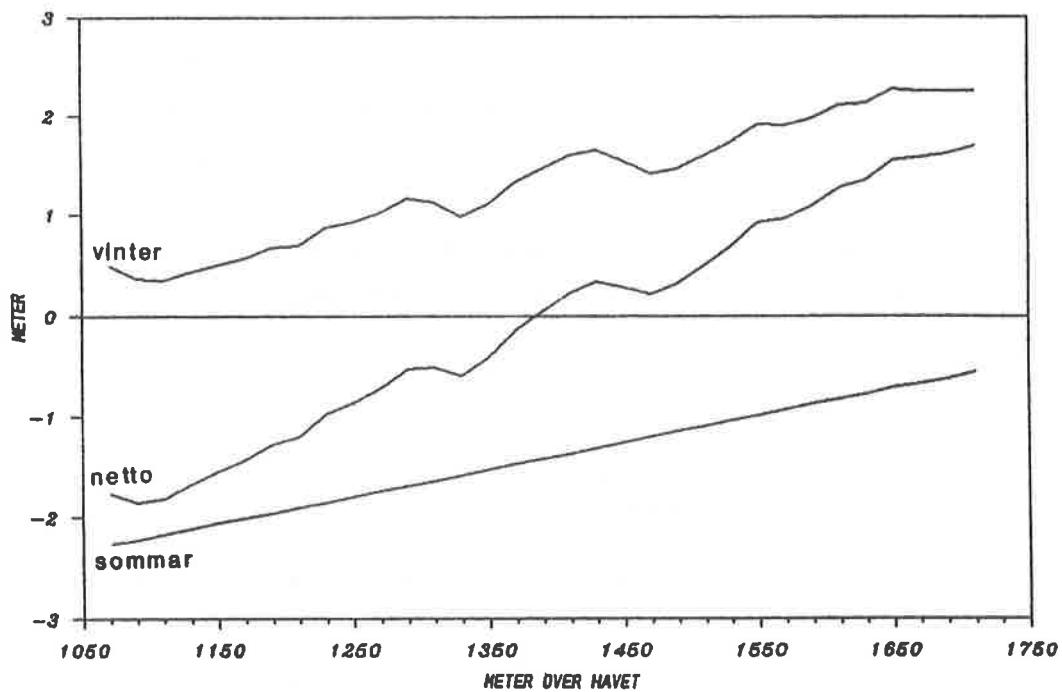
Nettobalansen för massbalansåret 1985/86 var $-0.719 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på -0.2 m vattenekv. (Tab. 8).

Tabell 8

RABOTS GLACIÄR
MASSBALANS 1985/86

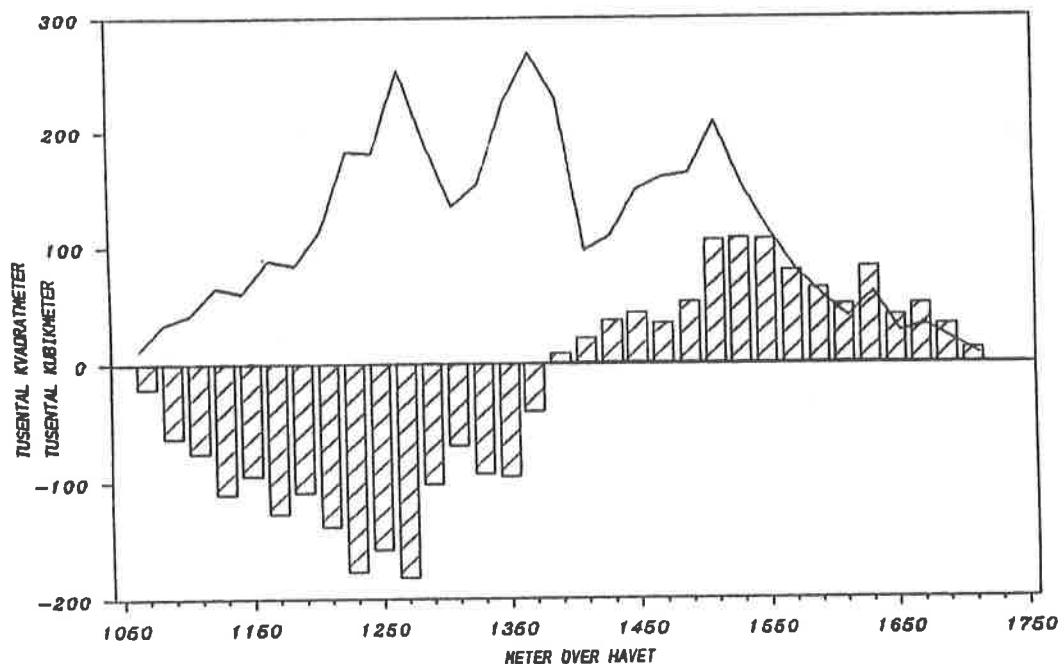
Altitude interval	Area $\cdot 10^2 \text{ m}^2$	Winter balance		Summer balance		Net balance		
		Total m^3	Spec. m	Total m^3	Spec. m	Total m^3	Spec. m	
1	1060 - 1080	115	5750	0,5	26076	2,3	-20326	-1,8
2	1080 - 1100	335	12350	0,4	74521	2,2	-62171	-1,9
3	1100 - 1120	415	14670	0,4	90085	2,2	-75415	-1,8
4	1120 - 1140	660	29063	0,4	139508	2,1	-110446	-1,7
5	1140 - 1160	610	30975	0,5	125329	2,1	-94354	-1,5
6	1160 - 1180	890	51300	0,6	178586	2,0	-127286	-1,4
7	1180 - 1200	850	57400	0,7	166237	2,0	-108837	-1,3
8	1200 - 1220	1145	80150	0,7	218069	1,9	-137819	-1,2
9	1220 - 1240	1830	161700	0,9	336907	1,9	-177207	-1,0
10	1240 - 1260	1815	168550	0,9	326508	1,8	-157958	-0,9
11	1260 - 1280	2540	260300	1,0	442495	1,7	-182195	-0,7
12	1280 - 1300	1900	220715	1,2	321880	1,7	-101165	-0,5
13	1300 - 1320	1350	152925	1,1	221566	1,6	-68642	-0,5
14	1320 - 1340	1550	152802	1,0	245253	1,6	-82461	-0,6
15	1340 - 1360	2260	249511	1,1	344090	1,5	-94579	-0,4
16	1360 - 1380	2690	356526	1,3	396583	1,5	-40057	-0,1
17	1380 - 1400	2290	334906	1,5	325848	1,4	9057	0,0
18	1400 - 1420	980	156272	1,6	134485	1,4	21786	0,2
19	1420 - 1440	1095	181170	1,7	144294	1,3	36876	0,3
20	1440 - 1460	1495	230986	1,5	167971	1,3	43025	0,3
21	1460 - 1480	1605	227489	1,4	192690	1,2	34798	0,2
22	1480 - 1500	1640	240120	1,5	187649	1,1	52471	0,3
23	1500 - 1520	2095	334652	1,6	229035	1,1	105617	0,5
24	1520 - 1540	1560	269735	1,7	162319	1,0	107416	0,7
25	1540 - 1560	1150	220320	1,9	114179	1,0	106141	0,9
26	1560 - 1580	830	157725	1,9	77845	0,9	79880	1,0
27	1580 - 1600	595	117113	2,0	52391	0,9	64722	1,1
28	1600 - 1620	395	83025	2,1	32657	0,8	50368	1,3
29	1620 - 1640	620	131895	2,1	48615	0,8	83380	1,3
30	1640 - 1660	265	60048	2,3	16887	0,7	41161	1,6
31	1660 - 1680	325	73125	2,3	21825	0,7	51300	1,6
32	1680 - 1700	200	45000	2,3	12545	0,6	32455	1,6
33	1700 - 1720	70	15750	2,3	3890	0,6	11860	1,7
	1060 - 1720	38165	4884024	1,3	5602719	1,5	-718695	-0,2

RABOTS GLACIÄR 1985/86



Figur 18. Specifik vinter-, sommar- och nettobalans som en funktion av höjden över havet.

RABOTS GLACIÄR 1985/86



Figur 19. Stapeldiagrammet visar nettobalansen som en funktion av höjden över havet. Kurvan visar areafördelningen.

Diskussion

Nettobalanserna visar att alla dessa fyra glaciärer var i stort sett i balanserat tillstånd under 1985/86, vilket även var fallet med Storglaciären (Tab. 1). Resultaten antyder således att årets nettobalans på Storglaciärens är representativ för det undersökta området. När det gäller storleken på de specifika vinter- och sommarbalanserna uppvisar glaciärerna vissa skillnader, med högre värden öster om, än väster om Kebnekaise. De största skillnaderna finns emellertid i ackumulationens fördelningsmönster på glaciärerna (Fig. 12 och Fig. 14), vilket delvis kan förklaras med lä- resp. exponeringseffekter för de förhåskande västliga, nederbördsbärande vindarna.

Av speciellt intresse är fördelningsmönstret av nettobalansen på Tarfalaglaciären. Dess nettobalansgradient är mycket flack vilket gör den mycket känslig för störningar i klimatet. En förändring, om än liten, i nettobalansen leder till en relativt stor förflyttning av jämviktslinjen i höjdled, vilket i extrema fall kan leda till att hela glaciären förvandlas till ett nettoackumulations- eller ett nettoablationsområde, beroende på klimatförändringarnas art. Detta tillsammans med det faktum att glaciären är mycket brant gör den mycket intressant ur ett klimatologiskt/isdynamiskt perspektiv.

Den jämna fördelningen av ackumulation och ablation på Tarfalaglaciären är förmodligen ett resultat av frånvaron av nischväggar som på andra glaciärer ger upphov till ojämna vindförhållanden och skuggeffekter.

Den metod som har använts vid dessa massbalansberäkningar har fungerat tillfredsställande. I de brantaste partierna uppkom dock anomalier i den beräknade areafördelningen. Detta kunde i de flesta fall korrigeras. För Sydöstra Kaskasatjåkkaglaciären användes fyra ggr högre upplösning vid beräkningarna (delytor på 50*50 m istället för 100*100 m) jämfört med de andra glaciärerna. På SÖK uppkom därför inga väsentliga anomalier i den beräknade areafördelningen.

VATTENFÖRING 1985/86

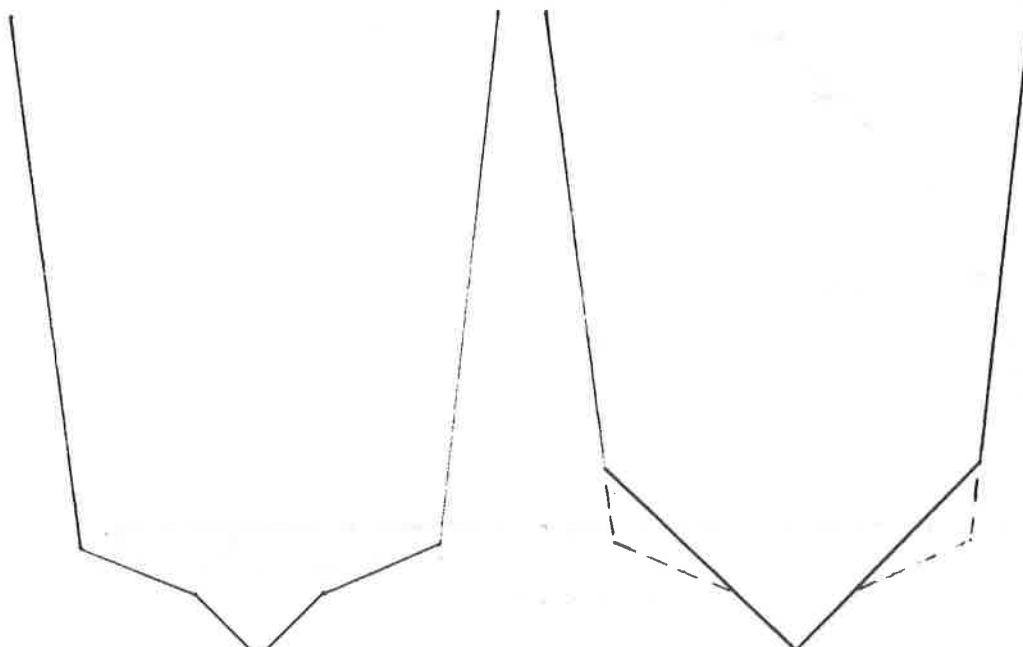
Christian Bronge

OMBYGGNAD AV RÄNNAN

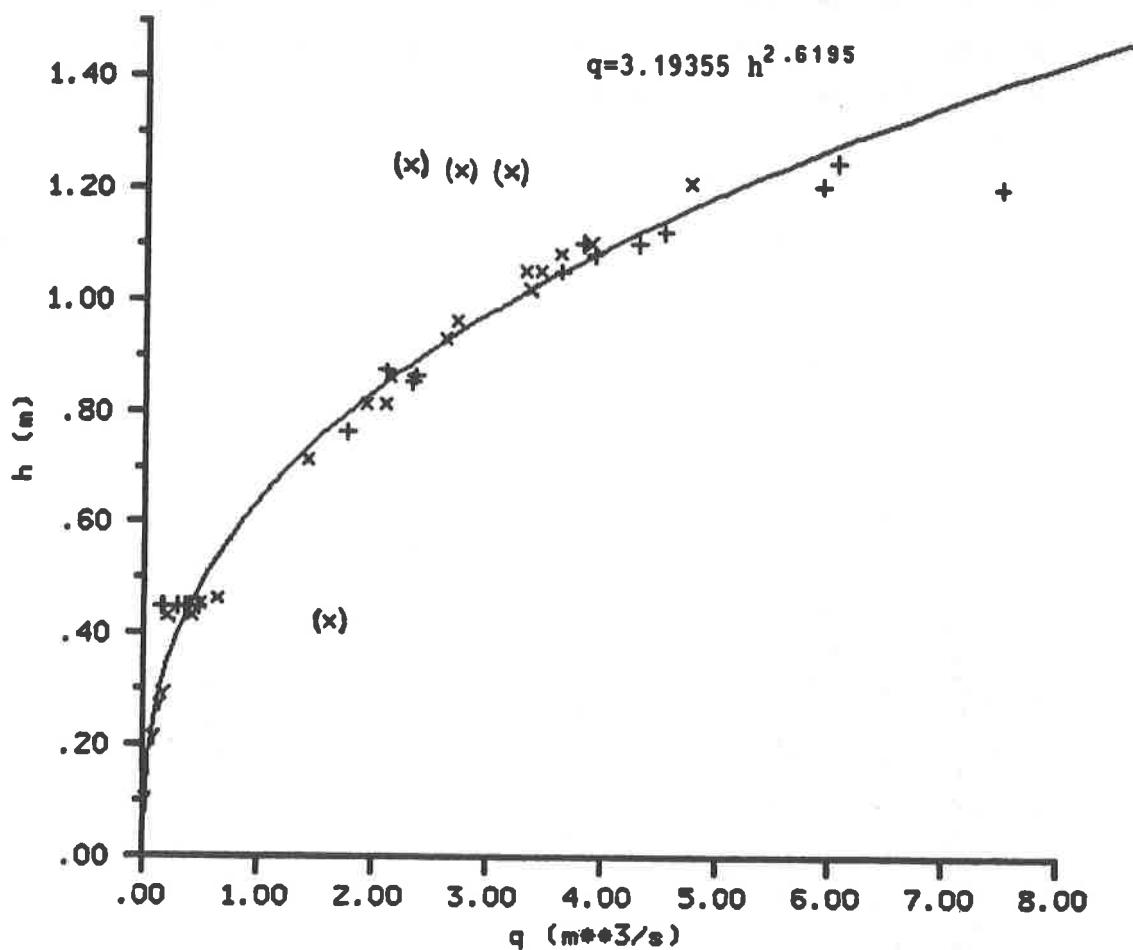
Sedan ett flertal år tillbaka har det visat sig svårt att upprätta en användbar avbördningsekvation för den hydrologiska mätstationen Rännan. De vattenföringsmätningar som gjorts huvudsakligen med den s k saltmetoden har uppvisat stor spridning. Orsaken till detta har emellertid inte varit helt uppenbar. En närmare analys av problemet (Bronge 1985) har påvisat två möjliga huvudorsaker, nämligen Rännans utformning och inexakta mätmetoder. Rännan hade i sin ursprungliga form en onödigt komplicerad tvärsektion. Den tvärsektionen måste leda till en avbördningsekvation bestående av tre segment, ett för respektive vattenstånd intervall. Följaktligen måste varje segment beräknas var för sig. Även en måttlig spridning av mätvärdena inom varje vattenstånd intervall medförde då att kurvsegmenten blev mycket osäkra. Vidare uppstod inom det mellersta vattenståndintervallet stående vågor i Rännan, vilka naturligtvis gav missvisande vattenstånds registreringar.

För åren 1983-85 användes därför en avbördningskurva som beräknats genom modelförsök gjorda av Anna Frisk och Lena Ståhl vid KTH, institutionen för vattenbyggnad. För att råda bot på problemen med Rännan, företogs hösten 1985 i Byggnadsstyrelsens regi en ombyggnad av Rännan i enlighet med det förslag som framlagts av C. Bronge (Bronge 1985). Rännan fick nu en betydligt enklare tvärsektion, och det stod följande sommar klart att några stående vågor ej längre uppstod. Under denna sommar (1986) genomfördes ett omfattande mätprogram bestående dels av saltmätningar (C. Bronge och A. Openshaw) dels av kolorimetriska mätningar (J.

Kohler). Saltmätningarna gjordes med hjälp av ett nykonstruerat instrument för konduktivitetsmätning vilket närmare beskrivs i kapitlet "Övriga projekt". De kolorimetriska vattenföringsmätningarna gjordes på så vis att ett konstant flöde av koncentrerad rhodaminlösning tillsattes vattnet uppströms Rännan. Efter en stund togs i Rännan vattenprover med jämnna tidsintervall under så lång tid att ett platåvärde uppnåtts av rhodaminkoncentrationen. Proverna analyserades i en fluorometer och vattenföringen beräknades ur utspädningsförhållandet. Det samlade resultatet av mätningarna med de båda metoderna visas i nedanstående figur, där även avbördningskurvan inritats. Ekvationen för denna har beräknats genom linjär regression på de logaritmerade värdena av sammanhörande vattenstånd och vattenföring.



Figur 20. Rännan före och efter ombyggnaden.



Figur 21. Vattenföringsmätningar och avbördningskurva, Rånnan 1986. Punkter inom parentes har ej använts vid beräkningen av kurvan.

$+$ = saltmätningar

x = kolorimetriska mätningar

γ = äldre vattenföringsmätningar vid de lägsta vattenstånden

TABELLER

Med hjälp av avbördningskurvan och de kontinuerliga vattenstånds-registreringarna från Rännan har vattenföringen under 1985 och 1986 kunnat beräknas. Ett sammandrag av resultaten visas i följande tabeller.

Tabell 9. Vattenmängder 1/7 - 31/12 1985 [1000 m³/d].

	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dec
1	124.5	146.4	70.5	31.7	4.8	6.3
2	73.8	99.2	68.9	32.9	7.6	6.2
3	56.1	101.6	71.5	28.6	8.2	6.0
4	92.2	123.7	70.7	27.4	9.0	5.9
5	112.9	129.5	69.5	27.2	9.9	5.7
6	104.5	116.7	69.9	26.9	8.2	5.6
7	105.8	96.6	69.7	26.7	9.1	5.4
8	105.7	85.5	70.5	26.4	11.2	5.3
9	105.8	89.2	71.6	26.2	11.2	5.1
10	109.1	175.3	70.3	25.6	11.3	5.0
11	113.7	191.6	65.5	24.4	8.9	4.8
12	127.7	207.6	62.0	23.3	5.0	4.7
13	144.1	225.8	58.2	22.8	3.2	4.6
14	167.1	181.0	54.8	21.7	1.3	4.4
15	202.1	149.6	52.3	21.1	0.7	4.3
16	347.6	100.7	50.4	21.2	0.7	4.2
17	986.7	74.1	50.1	18.1	0.8	4.0
18	370.1	60.0	50.0	13.3	0.7	3.9
19	242.9	54.9	49.7	12.7	0.6	3.8
20	226.2	53.7	49.5	12.7	1.1	3.8
21	347.3	53.4	49.4	13.8	2.4	3.7
22	380.2	57.8	49.3	14.5	4.5	3.7
23	403.5	61.8	48.2	14.1	4.6	3.7
24	317.5	63.9	46.9	12.9	5.0	3.6
25	283.6	65.4	45.6	11.7	5.5	3.6
26	290.2	66.7	44.6	10.6	6.5	3.6
27	248.9	67.9	42.3	9.4	6.6	3.5
28	203.6	98.9	39.2	8.2	6.5	3.2
29	191.3	69.2	35.8	7.0	6.4	3.1
30	288.8	69.5	32.6	5.6	6.3	3.0
31	238.1	70.1		4.2		3.0

Σ 7111.6 3207.3 1679.5 582.9 167.8 136.7

Tabell 10. Vattenmängder 1/1 - 5/10 1986 [1000 m³/d].

	Jan	Feb	Mar	Apr	Maj	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
1	2.7	2.1	1.6	1.2	0.9	12.7	159.8	431.7	28.1	10.9
2	2.7	2.1	1.6	1.2	0.9	13.4	153.5	461.2	28.8	10.9
3	2.6	2.1	1.6	1.2	76.5	20.2	115.6	352.7	30.8	9.7
4	2.6	2.1	1.6	1.2	137.9	57.7	116.1	333.6	32.7	18.2
5	2.6	2.1	1.6	1.2	45.8	108.4	180.0	308.1	36.0	9.3
6	2.6	2.0	1.6	1.2	32.2	173.7	156.0	314.6	39.1	
7	2.6	2.0	1.6	1.2	17.5	204.4	205.9	191.4	38.9	
8	2.5	2.0	1.6	1.1	5.0	214.9	254.3	143.4	35.1	
9	2.5	2.0	1.6	1.1	2.7	222.3	572.9	160.3	33.0	
10	2.5	2.0	1.5	1.1	2.4	225.0	510.4	154.2	32.7	
11	2.5	1.9	1.5	1.1	2.3	226.1	382.5	155.6	33.0	
12	2.5	1.9	1.5	1.1	2.3	225.7	281.3	193.5	33.1	
13	2.4	1.9	1.5	1.1	2.3	228.5	328.2	144.3	32.8	
14	2.4	1.9	1.5	1.1	2.8	224.8	270.3	116.5	33.2	
15	2.4	1.9	1.5	1.0	3.8	215.9	261.4	115.6	34.4	
16	2.4	1.8	1.5	1.0	4.3	184.4	299.3	107.5	33.9	
17	2.4	1.8	1.4	1.0	4.6	166.8	253.1	95.3	32.5	
18	2.3	1.8	1.4	1.0	4.8	149.1	271.3	89.1	30.5	
19	2.3	1.8	1.4	1.0	5.7	129.4	291.5	75.6	31.5	
20	2.3	1.7	1.4	1.0	8.0	113.7	229.3	70.4	27.2	
21	2.3	1.7	1.4	1.0	12.5	110.1	224.0	69.1	24.4	
22	2.3	1.7	1.4	1.0	23.3	109.7	239.0	59.0	18.0	
23	2.2	1.7	1.4	1.0	30.0	108.3	239.0	55.1	16.1	
24	2.2	1.7	1.3	1.0	30.1	110.8	241.7	46.5	15.4	
25	2.2	1.6	1.3	1.0	28.8	116.0	342.9	40.1	13.4	
26	2.2	1.6	1.3	1.0	28.1	122.0	441.9	37.2	12.0	
27	2.2	1.6	1.3	1.0	27.9	128.3	342.3	35.0	10.9	
28	2.2	1.6	1.3	1.0	27.4	141.8	335.3	34.1	10.1	
29	2.2		1.3	0.9	23.8	151.0	342.8	31.5	9.5	
30	2.2		1.3	0.9	15.1	157.4	378.2	30.4	9.0	
31	2.2		1.3		13.0		470.5	31.0		
I	74.2	52.1	45.1	31.9	622.7	4995.2	8890.3	4483.6	796.1	

Tabell 11. Vattenföringar 1985 [m^3/s].

	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dec
max	18.891	2.660	0.835	0.391	0.131	0.073
min	0.622	0.616	0.366	0.043	0.007	0.034
med	2.655	1.197	0.648	0.218	0.065	0.051

Tabell 12. Specifika medelvattenföringar 1985 [$l/s \text{ km}^2$].

	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dec
	128.88	58.11	31.46	10.58	3.16	2.48

Tabell 13. Vattenföringar 1986 [m^3/s].

	Jan	Feb	Mar	Apr	Maj	Jun	Jul	Aug	Sep
max	0.035	0.025	0.019	0.014	1.953	2.656	8.235	6.097	0.517
min	0.025	0.019	0.014	0.010	0.010	0.145	1.180	0.337	0.101
med	0.028	0.022	0.017	0.012	0.232	1.927	3.319	1.674	0.307

Tabell 14. Specifika medelvattenföringar 1986 [$l/s \text{ km}^2$].

	Jan	Feb	Mar	Apr	Maj	Jun	Jul	Aug	Sep
	1.36	1.07	0.83	0.58	11.26	93.54	161.12	81.26	14.90

 Σ årvattenmängd 1985 1/7 - 31/12: 12.9 miljoner m^3 Σ årvattenmängd 1985: 17.4 miljoner m^3 Σ årvattenmängd 1986 1/1 - 1/7: 5.2 miljoner m^3 Σ årvattenmängd 1986: 19.9 miljoner m^3 (då vattenföringen efter den 5 oktober uppskattats).

VÄDER 1985/86

Vivan Bergman

Temperaturer

Årsmedelvärdet från september 1985 t.o.m. augusti 1986 var -3.9°C . Detta värde ligger något under normalvärdet för den senaste 20 års perioden. Sommarmedeltemperaturen blev 5.8°C , vilket ligger något över normalvärdet för juni-augusti. Vintertemperaturen kom att stanna på normalvärdet.

Ser man till de enskilda månaderna, ligger septembers medeltemperatur på normalvärdet, oktober ett par grader över normalvärdet och november en aning under detsamma. Decembers medeltemperatur var -15.0°C , ett värde delvis framräknat med hjälp av Kirunavärden. Endast under åren 1968 och 1972 hade den kallaste månaden en lägre medeltemperatur. Medeltemperaturen för januari 1986 var -14.6°C , alltså 2.6° under normalvärdet för månaden. Medeltemperaturen för februari och mars ligger över normalvärdet, mars 3.2°C över. April blev nästan normal och majmedeltemperaturen låg 2.6° grader över normalvärdet. Junivärdet låg nästan 2.5°C över 20-årsvärdet, julivärdet något över det normala och augusti hade 2°C under normalvärdet. Juli var alltså varmast, 7.5°C och december kallast. En sammanställning finns i tabell 15.

Tabell 15. Månadsmedelvärden av temperaturer vid Tarfalastationen.

Månad	medeltemp.	medelmax.	medelmin.
Sep. (85)	0.9	2.7	-0.8
Okt.	-2.2	0.2	-4.8
Nov	-9.0	-6.4	-12.0
Dec.	-15.0		
Jan. (86)	-14.6		
Feb.	-10.2	-7.3	-13.4
Mar.	-7.1		
Apr.	-7.6	-4.3	-10.9
Maj	1.0	3.3	-1.4
Jun.	6.2	8.8	3.4
Jul.	7.5	9.4	5.4
Aug.	3.8	5.3	2.3
Sep. (1-10)	1.9	3.5	0.4

Nederbörd

Nederbörden vid buren utanför Tarfalastationen har uppmäts med hjälp av en nederbördsmätare av SMHI-typ och en OTA-pluviometer. SMHI-instrumentet avläses vid de dagliga observationerna två gånger per dag, medan pluviometern är kopplad till en skrivare, som kontinuerligt registrerar nederbörden. Vid Tarfalastationen har nederbörden mätts morgon och kväll sedan 1967. Dygnsvärdet har beräknats som summan av nederbördsobservationerna kl 07 och 19 (svensk standardtid) samma dag. Rutinen avviker alltså från den av SMHI använda, där summan av observationerna kl 19 och 07 kommande morgon adderas.

Den nederbördsmätare av SMHI-typ som används i Tarfaladalen och på Storglaciären har en öppning om 200 cm^2 . Tömning och registrering av mängden nederbörd sker på Storglaciären i anslutning till att ablationen observeras vid den s.k. stakrundan som oftast utförts en gång per vecka. Nederbörden i övriga nederbördsmätare har registrerats en gång per vecka eller varannan vecka.

Den totala nederbörden för sommaren 1986 var klart under normalvärdet för perioden 1965-83 (Tabell 16.).

Tabell 16. Nederbörsdata från Tarfala sommaren 1986.

Mån.	SMHI stationen	pluviometer stationen	pluviometer hyddan
Maj	6.7		16.0
Jun	48.3	28.5	22.5
Jul	144.2	115.5	98.0
Aug	74.7	48.0	55.0
Sep	22.1	26.5	7.0
Σ	296.0	218.5	198.5

Övriga observationer

Vid de dagliga observationerna registreras förutom temperatur och nederbörd även molnighet, vind och sikt. Vid den automatiska stationen registreras vind, temperatur och strålningsvärdet.

ÖVRIGA PROJEKT

GLACIÄRBRUNNARS GENES OCH INRE MORFOLOGI PÅ STORGLACIÄREN

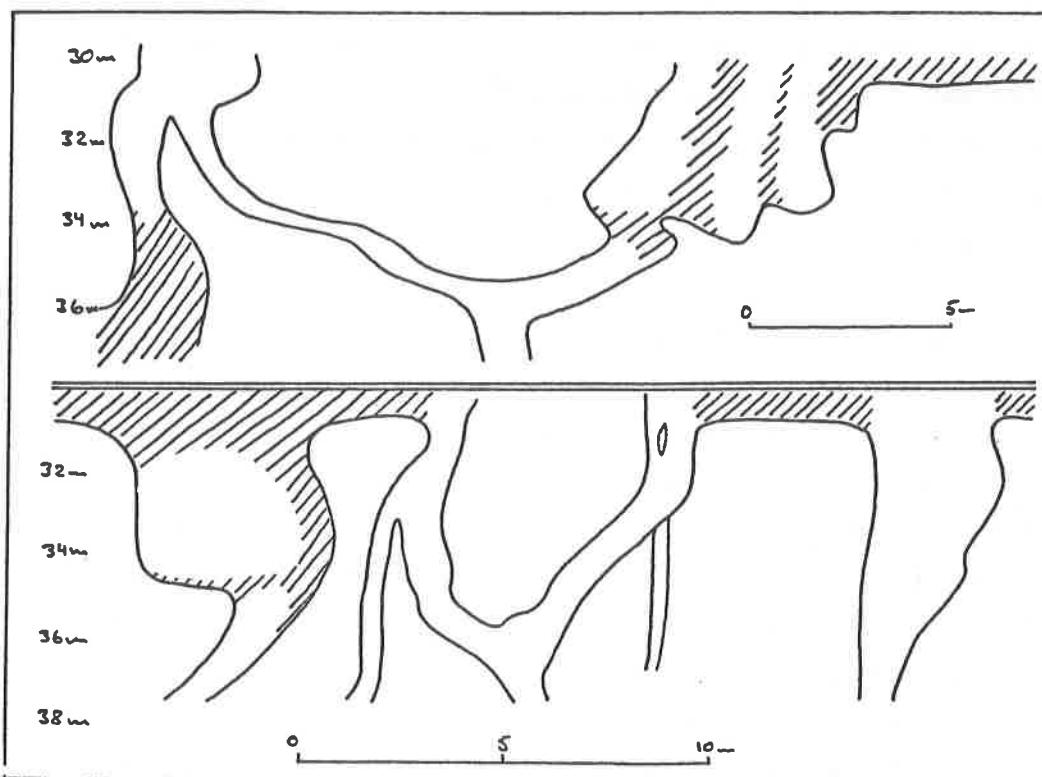
Per Holmlund

Sedan 1981 har en studie av glaciärbrunnars inre morfologi och deras interna samband, utförts på Storglaciären. Projektet har bedrivits ur olika infallsvinklar såsom kartering av strukturer på glaciärytan, vattentrycksmätningar i brunnar och borrhål samt spårämnesförsök. Här kommer endast brunnarna och deras kontakt med de djupare belägna delarna av det englaciala dräneringssystemet att diskuteras.

Glaciärbrunnar är viktiga av flera skäl, kanske främst därför att de är de enda synliga delarna av det annars tämligen okända englaciala dräneringssystemet i glaciären. Så som brunnar bildas, utvecklas och slutligen blir inaktiva, så måste också det englaciala dräneringssystemet förändras. För att brunnar ska kunna bildas krävs sprickor samt överskott på supraglacialt smältvatten. Smältvattnet som rinner ner i en spricka fyller upp den tills den översvämmas vid dess lägsta punkt, vilket vanligen är nära kanten på glaciären. I samband med att sprickan öppnas kan den skära av englaciala dräneringskanaler så att vatten kan rinna längs sprickan och sedan in i en kanal. När sprickan sedan sluts kan värmceledning från smältvattnet hålla vattenvägen öppen och därmed är en brunn bildad. Mer än en brunn kan bildas i en och samma spricka. Inledningsvis har dessa brunnar hydraulisk kontakt. När vattenkanalen sedemera smälter sig ner kommer den att skära av nya englaciala vattenkanaler och få hydraulisk kontakt med nya delar av glaciärens dräneringssystem.

De englaciala dräneringskanalerna antas vara en del i ett dendritiskt system som har beskrivits av Shreve (1972). De ursprungliga kanalerna, de som skärs av sprickor som öppnar sig, är de yttersta förgreningarna i detta system, men de kan snabbt växa till pga smältning som antas vara orsakad av frigjord mekanisk energi från det nedstörtande vattnet.

Karteringarna omfattar 8 lokaler av olika storlek, från ca 3X25 m till 6X100 m. Dessa har hållits under uppsikt och karterats sedan juli 1982 och sedan dess hat 7-8 m is smält bort inom området. Två exempel från en karterad lokal syns i fig. 23.



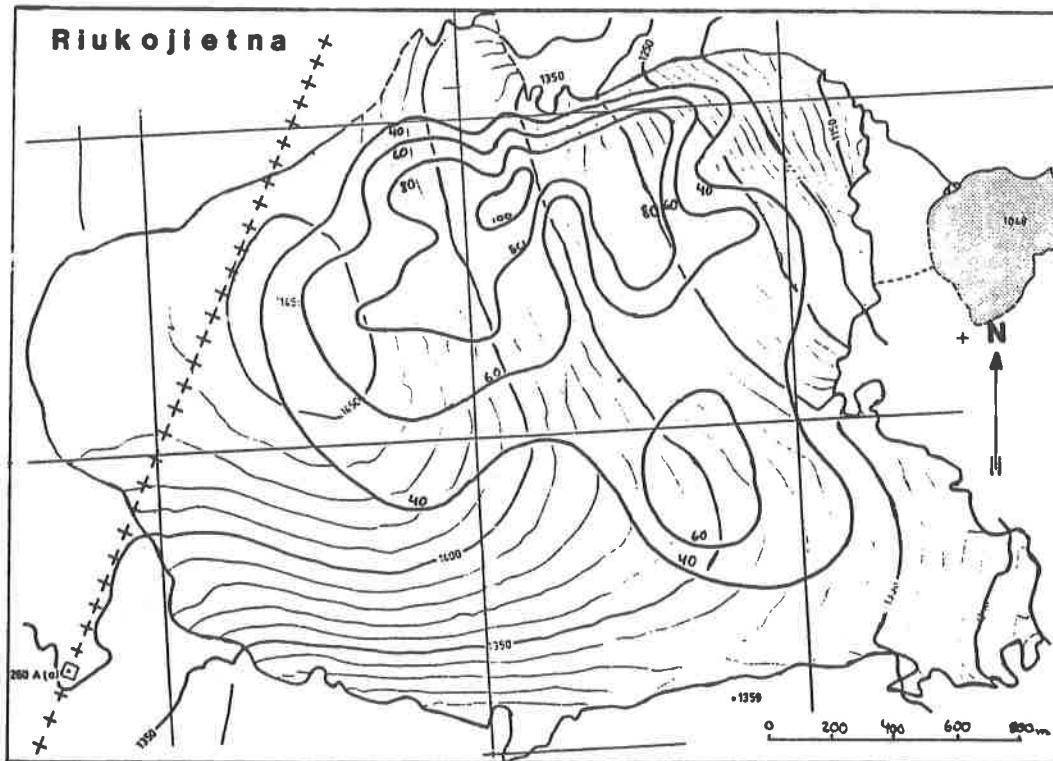
Figur 23. Vertikal profil genom karterade isstrukturer på Stor-gaciären. Vertikalskalan är relaterad till observerad ablation sedan 1968 då dessa brunnar bildades. Snedstreckade ytor motsvarar smala men öppna kanaler och ofyllda partier är öppna kanaler med rund eller oval form.

Brunnarna i det undersökta området är normalt 30-40 meter djupa och har en distinkt botten. Nedstigning i brunnar samt kartering av strukturer som pga smältnings, blottats på isens yta visar att dräneringskanalerna som leder ner från bottnen av brunnen, har en lutning på mellan 0 och 45 grader. Dessa kanaler går i en riktning som styrs av den ursprungliga sprickan, men befinner sig på ett större djup än vad man väntar sig av sprickan. De har inte ens på så stora djup som 50-60 meter blivit normala mot glaciärens ekvipotentialytor som har beskrivits av Shreve. Orsaken till detta är sannolikt att kanalerna vid dessa djup fortfarande är vid atmosfäriskt tryck och påverkas därmed inte av isens hydrostatiska tryck.

RADIOEKOSONDERINGAR UNDER 1986

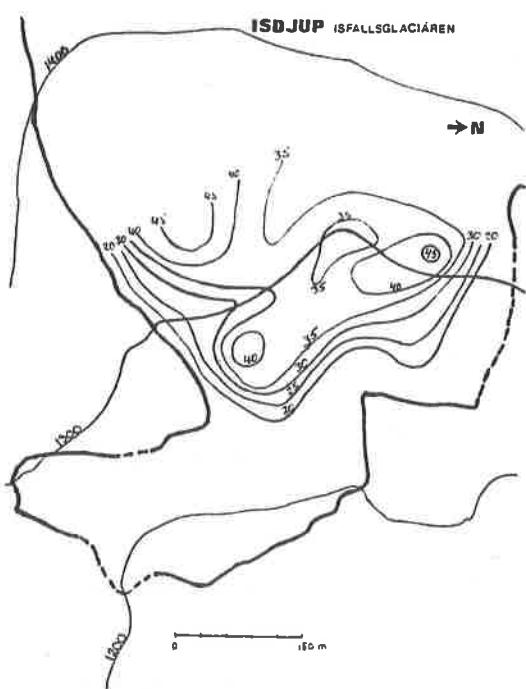
Per Holmlund

Den 9-11 maj besöktes Riukojietna på gränsen mellan Sverige och Norge. Glaciären radioekosonderades under dagen den 10:e. Totalt kördes 10.1 km kontinuerliga profiler och 11 st A-scope bilder. Glaciären är tunn, medeldjupet är 36 m och maxdjupet 105 m. Totala volymen som är beräknad utifrån 1978 års utbredning är $1.7 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ is. Den nordöstra delen bildar den glaciärfront som sedan 1965 har mätts in i Tarfalas regi. Denna del av glaciären har en area på ca 2.3 km^2 , ett medeldjup på 51 m och det är också här som det största djupet (105 m) finns. I glaciärens sydöstra tunga finns ett relativt djupt parti (60-70 m) som vi har tolkat som kall is eftersom interna ekon helt saknas (Fig. 24).

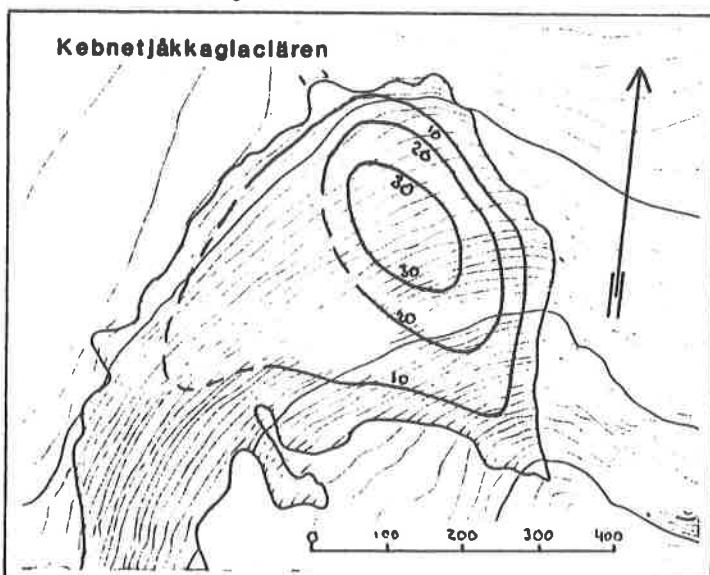


Figur 24. Resultat av radioekosonderingar på Riukojietna 1986. Isolinjer för isdjup visas som tjockare streck med djup angivet i m. Underlagskartan är från Settem (1982).

I juli gjordes ett studentarbete i form av en radioekosondering av Isfallsglaciärens tunga nedanför isfallet. Inmätningen gjordes med punktmätningar längs profiler. Totalt mätttes 4 profiler om totalt 45 st punktmätningar (Fig. 25) Kompletterande mätningar av S.Ö. Kaskasatjåkkaglaciärens tunga utfördes under augusti. Två profiler om totalt ca 40 punkter mätttes.



glaciären. Generellt kan dock sägas att glaciären är mycket tunn, medeldjupet är ca 12 m, och bör i huvudsak betraktas som en perenn snölega utom just i jökelbäckens dalgång där en liten och tämligen väl avgränsad glaciär ligger. Volymen är beräknad till $3.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Fig. 26).



Figur 26. Resultat av radioekosonderingar på Kebnetjäkkaglaciären i sept 1986. Istjocklek med isolinjer.

Totalt har nu nio svenska glaciärer radioekosonderats någorlunda komplett. Resultaten är sammanställda i tabell 17. Utöver denna finns information om delar av Kebnepakteglaciären samt en noggrann kartering av Mikkaglaciärens tunga.

Tabell 17. Sammanställning av data från de radioekosonderade glaciärerna.

	Max elev. m.s.l.	Min elev. m.s.l.	Total area km ²	Volume $\times 10^6 \text{ m}^3$	average depth m	Maximum depth m	Length m
Storglaciären	1700	1130	3,12	306	99	250	3300
Rabots glaciär	1800	1070	4,1	346	84	175	4030
Isfallsglaciären	1700	1185	1,32	93	72	220	1950
Björlings glaciär	1800	1410	1,47	139	94	225	2150
Tarfaglaciären	1780	1390	0,93	17	19	51	1000
Northern cirque	1620	1410				51	510
Southern cirque	1745	1390				48	1000
Riukojietna	1456	1130	4,68	168	36	105	3200
North-east cirque	1456	1130	2,3	118	51	105	1900
Sö Kaskasatjäkkaglaciären	1900	1395	0,51	16	31	85	1200
Mårmatjäkkaglaciären	1770	1335	3,92	440	112	270	3500
Kebnetjäkkaglaciären	1515	1290	0,3	4	12	36	590

INMÄTNINGAR AV GLACIÄRFRONTER I SVENSKA FJÄLLEN 1984-1986

Per Holmlund

Inledning

1965 påbörjades en regional uppföljning av glaciärftronternas positionsförändringar. Tjugo glaciärer med olika exposition, höjdfördelning och grad av kontinentalitet som här definieras som avståndet till Atlanten valdes ut. Ambitionen var att inmätningarna skulle kunna ske årligen med måttband i fält eller i flygbilder. Bruket av flygbilder har i viss mån utnyttjats men det har visats sig vara alltför tidskrävande och har därför betraktats som en nödlösning. Måttbandsmätning är en snabb och säker metod om fronten har en enkel geometri och avstånden inte är alltför stora. Sedan slutet av 70-talet har vi utnyttjat en lätt, bärbar geodimeter som komplement till en teodolit vilket har möjliggjort snabbt utförda precisionskarteringar. Detta i kombination med att avstånden fixpunkt-front numera i allmänhet är för stora för måttbandsmätning har gjort att vi alltmer har övergått till att utnyttja helikopter för transporter till avlägsna glaciärer för att där kartera med instrument. Detta kan inte göras varje år utan frontmätningarna koordineras nu med rapporteringen till "The Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers, of the IUGG-FAGS/ICSU" ett FN organ som lyder under UNESCO. Denna rapportering sker vart 5:e år och inför den första femårsperioden under 80-talet gavs medel från Axel Hambergs fond och från SSAG för att under 1984 och 1985 göra en så komplett inmätning av glaciärerna som möjligt. Under 1984 mätttes totalt 11 glaciärer in och året efter förbättrades totalsumman till att omfatta 17 glaciärer. Den här rapporten bygger i huvudsak på resultat och slutsatser efter 1985 års mätningar samt ett tillägg om 1986 års mätningar.

1985 års arbeten

Den första flygningen ägde rum den 8 augusti 1985 och gick till Riukojiekna och Mårmatjåkkaglaciären. Denna flygning utnyttjades även för flygfotografering av objekt som ingår i eller planeras att ingå i projekt som drivs vid institutionen. Först fotograferades S.O. Kaskasatjåkkaglaciären, därefter blockglaciären vid Sälka och slutligen Riukojietna. I samband med inmätningen av Riukojietna lades en ny fixpunkt ut som mättes in och anslöts till det tidigare existerande koordinatnätet kring glaciärens front. Denna punkt tjänar nu som huvudfixpunkt i ett massbalansprojekt under Gunhild Rosquist ansvar.

Nästa glaciär i ordningen var Mårmatjåkkaglaciären. Från helikoptern gavs ett fint tillfälle att studera och fotografera de ytterligt intressanta isstrukturer som finns på denna glaciär. Glaciärens front karterades med hjälp av geodimeter. Den inmätta fronten knöts därefter samman med det lokala koordinatnät som användes vid radioekosonderingarna i maj 1984. Tyvärr gick det inte att knyta an till det tidigare använda nätet för frontobservationer då ingen av dessa punkter finns kvar längre. Mårmatjåkkaglaciärens front är inte som på de flesta andra glaciärer en gräns mellan glaciär och en moränklädd mark utan istället en gräns mellan glaciär och isfylld morän. Detta gör gränsdragningen svår och det normala förfarandet med måttbandsmätning från målade fixpunkter närmast omöjligt att genomföra eftersom marken framför fronten är i ständig omvandling pga smältnings av den under moränen liggande isen. Denna gjorda inmätning kan därför inte användas i jämförelsen med tidigare gjorda måttbandsmätningar men ändemot kan den jämföras med fotogrammetriska kartor samt med kommande karteringar.

Den andra flygningen genomfördes den 29 augusti med helikopter från Tarfalastationen. Först besöktes Ruopsokjekna i Äparmassivet. Ruopsokjekna är den östligast belägna glaciären som står under uppsikt i Sarekområdet. Glaciärens front är lite

komplicerad pga den brutna topografin i dess underlag. Glaciärens östliga del når längst ned i dalen med en smal liten tunga. Dess västliga del mynnar ut i en liten sjö som har varit dämd mellan isen och en norr om sjön liggande bergströskel. Emellertid har de senaste åren långa och varma somrar tunnat ut fronten så att vattentrycket i sjön slutligen överskridit det hydrostatiska trycket i isen och sjön har därmed katastroftappats subglacialt. Denna tappning, som sannolikt ägt rum under 1985 har lämnat betydande spår dels i isen, i form av en magnifik "jökelport" i glaciärens östra tunga samt ett tydligt intag, där vattnet har dränerats in under isen, och dels i form av ett tydligt strandhak eller möjlig en strandlinje. Sjön har tappats på 7.4 m vatten, dess yta är ca hälften av vad den var just innan tappningen och slutligen har dess lopp förändrats från att gå mot norr till att gå mot söder. Den utspolade vattenvolymen var ca $2.7 \cdot 10^5 \text{ m}^3$. Inmätningen av glaciärens front var komplicerad att utföra då flera av de östligt belägna punkterna inte längre stod att finna. Eventuellt kan tappningen av sjön ha medfört en kraftig utspolning av slam som kan dölja några av de tidigare använda referenspunkterna. Det fanns emellertid ett antal punkter av äldre årgång som kunde användas. Denna nedre (östliga) delen av tungan mätbandsmättes medan den västliga delen mättes in med karteringsinstrument. Den tidigare nämnda brutna topografin i kombination med tidspress medgav inte en enhetlig karteringsteknik. För att underlätta framtida mätbandsmätningar av den västliga delen av tungan lades en ny punkt ut (A-85) på den lilla frontsjöns västra sida.

Vid Mikkaglaciären ställdes geodimetern upp på punkt PH1-1983 som användes som huvudfix vid radioekosonderingarna under våren 1983. Punkten som ligger relativt högt upp på dalens västslutning, på en sidomorän strax nedanför det forna tillflödet av den nu ej existerande lilla glaciären på Mikkatjåkkas sydostslutning. Härifrån karterades hela Mikkaglaciärens front samt de punkter som vi fann och samtidigt gick att se från punkten. Ett ytterligare mål med detta besök var att knyta de lokala

koordinatnäten till rikets nät vilket skulle representeras av en av Lantmäteriverkets fixpunkter samt de toppar som vi kunde se från vår punkt. Triangelpunkten kunde dock ej återfinnas och molntäcket sjönk under mätningarna vilket gjorde att endast ett fatal lägre toppar kunde mätas in. Emellertid kunde de lokala näten knytas samman och en enhetlig karta för de utförda fältarbetena kan nu utarbetas.

Fronterna på Storglaciären, Isfallsglaciären, S.Ö. Kaskasatjåkkaglaciären och Rabots glaciär ligger alla inom en dagsturs avstånd från Tarfalastationen och de karterades därför med instrument. Unna och Stour Räitaglaciärerna, Kårsaglaciären och Ö. Påssusglaciären måttbandsmättes av personal från Tarfala-stationen i september.

Resultat av 1984 och 1985 års inmätningar av glaciärer

Den generella trenden hos våra glaciärer är fortfarande att de retirerar men trenden är klart vikande. Många glaciärer har nu uppnått en storlek som tycks vara någorlunda i balans med vårt nuvarande klimat. De små och branta glaciärerna såsom Isfallsglaciären och S.Ö. Kaskasatjåkkaglaciären har till och med skjutit fram vissa delar av sina tungor under de senaste åren. För Isfallsglaciären framgår inte det av tabellen (18) vilket beror på tungans komplicerade utseende samt tabellens utformning. De mindre dalglaciärena retirerar generellt med lägre hastighet nu än vad de gjorde under slutet av 60-talet och början av 70-talet. Recessionstakten är grovt sett halverad. De lite större glaciärerna av dalglaciärtyp såsom Storglaciären, Ruopsokjekna och Vartasglaciären tycks vara i ett närmast balanserat tillstånd. Bland de stora glaciärerna är, med undantag för

Tabell 18 (Nästa sida). Sammanställning av inmätta glaciärfronter.

Inmätta glaciärrfronter 1984 och 1985

Glaciär	Storlek Yta km ²	1963 Längd km	Arlig reträtt 1977-1984	Total reträtt		Arlig reträtt 1984-85	Total reträtt 1977-1985	Frontens nivå möh
				1965-1984	1984-85			
Salajekna	24,50	10,0	14 m	209 m (11)			880	S
Mikkajekna	7,62	4,6	18 m	306 m (16)	19 m	18 m	325 m (16)	S
Ruotesjekna	5,41	4,6	11 m	244 m (13)			1040	N
Rabots glaciär	4,22	4,1	13 m	212 m (11)	13 m	13 m	225 m (11)	1080
Riukojietna	5,53	3,3				10 m	224 m (10)*	V
Suottasjekna	8,11	4,4	3 m	174 m (9)			1130	U
Vartasjekna	3,64	3,0	3 m	72 m (4)			1110	NO
Storglaciären	3,10	3,7	3 m	86 m (5)	12 m	4 m	1260	NO
Ruopsokjekna	3,63	3,9				5 m	137 m (7)	U
Östra Passusjietna	1,76	1,9				5 m**	117 m (.7)***	N
Unna Räitaglaciären	1,95	2,1				3 m	80 m (4)	NV
Stour Räitagl.	2,00	2,6				5 m	147 m (7)	NO
Hyllglaciären	1,45	2,2	5 m	80 m (4)			1270	V
Isfallsglaciären	1,40	2,1	7 m	156 m (8)	7 m	7 m	1320	N
S.U. Kaskasatj. gl.	0,60	1,4	3 m	150 m (8)	0 m	3 m	163 m (8)	U
Kårsojietna****	1,58	2,2	6 m	116 m (6)	15 m	7 m	150 m (8)	S
Märmatjäkkaglaciärens front mättes in i aug 1985 men dess front vilar på en moränbemängd isbädd så resultaten är ej användbara i detta sammanhang.							1350	U

* Sedan 1963 **** Mätningen 1984 utfördes tidigt (31/7)

** Sedan 1975

*** Sedan 1968

Pärteglaciären, Västra Pässusglaciären och Kåtotjäkkaglaciären mättes ej in under perioden 1984-85.

Under 1986 mättes Pärteglaciären, Räitaglaciären, Rätaglaciären, Räitaglaciären, Rabots gl., Riukojietna samt glaciärerna i Tarfala in.

okt -86

Pelle H

Suottasjekna reträtthastigheten jämn och hög. Mikkaglaciären, Ruotesjekna, Rabots glaciär och Salajekna är flacka med långa tungor. Mikkaglaciären och Rabots glaciär är båda radioekosonderade och vi vet därmed att dessas tungor är tunna och reaktionstiden blir därmed lång. Säkerligen gäller detsamma även för de andra glaciärernas tungor. Suottasjekna tycks dock ändå ha funnit en storlek och form som är någorlunda i balans med vårt nuvarande klimat. Orsaken till att just Suottasjekna har kunnat anpassa sig snabbare till dagens klimat än vad de andra har, är att dess tungas yt- och bottenprofil är brant. Denna morfologi medför en förhållandevis hög isrörelsehastighet och kort reaktionstid. Från omkring 1915 fram till början av 70-talet har glaciären retirerat med ca 20 meter per år och därefter endast retirerat under varma somrar. Från mitten av 70-talet fram till 1984 har reträtten i medeltal varit ca 3 m per år.

Riukojietna som är vår enda platåis i ordets rätta betydelse är svår att analysera eftersom den flyter radiellt ut från dess högsta punkt. En huvudisström som flyter åt nordost kan dock urskiljas. Det är vid denna front som våra observationer har gjorts. Denna front mynnade tidigare ut i en sjö. Vid mitten av sextioåret smälte ett klipparti fram i ett isfall några hundra meter från fronten. Ca 10 år senare var tungan helt avsnörd och vid vårt besök 1985 var det avsnörda partiet mellan sjön och klippartiet helt bortsmält. Riukojietna är relativt tunn och 1900-talets ytterligare uttunning av isen har medfört stora förändringar i dess rörelsedy namik. Det är främst den bottentopografiska påverkan som har ökat, men de förändrade temperaturförhållandena i isen har också haft betydelse. I och med isens uttunning har isens medeltemperatur sjunkit och isen har därmed blivit något styvare vilket har bromsat upp isrörelsen och påskyndat reträtten.

Frontinmätningar under 1986

Detta års mätningar kom att omfatta 8 glaciärers fronter (tabell 19). Storglaciären, Isfallsglaciären och S.Ö. Kaskasatjåkka-glaciären i Tarfaladalen har i vanlig ordning karterats enligt en årlig rutin som påbörjades år 1979. Detta har gjorts fullständigt under åren 1979, 1981, 1983, 1984, 1985 och 1986.

Rabots glaciär, Riukojietna, Unna och Stour Räitaglaciärerna har mätts in i samband med fältarbeten på respektive plats. Det mest intressanta resultatet i årets skörd är inmätningen av Pärteglaciärens front. Den har inte mätts in sedan 1979 och är därför svår att analysera. Enligt preliminära resultat har den retirerat 120 m under perioden.

Tabell 19. 1986 års frontmätningar.

Glaciär	Datum 1986	Förändring i meter per år sedan senaste inmätning
Storglaciären	4/9	
Isfallsglaciären	4/9	
S.Ö. Kaskasaglaciären	7/9	-1.0*
Rabots glaciär	10/9	
Riukojietna	28/8	-10.5*
Unna Räita glaciären		
Stour Räita glaciären		
Pärteglaciären	5/8	-17.0**

*Senast inmätt 1985, **Senast inmätt 1979

FÖRÄNDRINGAR I STORGLACIÄRENS MASSA OCH FORM UNDER 1900-TALET

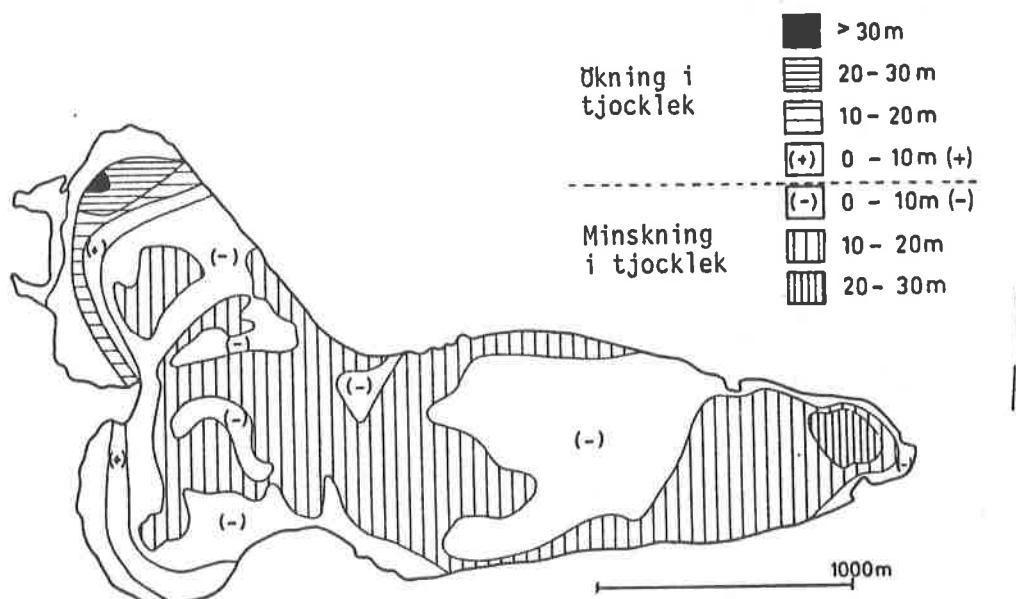
Per Holmlund

I samband med att en ny karta över Kebnekaisemassivet har tagits fram, har Storgaciärens sidomoräner studerats lite närmare i fält med avseende på deras isinnehåll. Denna studie har sedan legat till grund för gränsdragningen av glaciärens sidor och en exaktare angivning av framför allt glaciärens ytmått har därmed kunnat göras. Av tabell 20 framgår att glaciären 1910 nådde en 97%:ig utbredning jämfört med dess Holocena maximum som antas ha ägt rum omkring 500 f.Kr (Karlén 1973). 1980 var utbredningen ca 82%.

Tabell 20. Förfändringarna i storgaciärens areella utbredning relativt dess Holocena maximum (H_{max}), uttryckt i km^2 .

Year	tot. area	H_{max}	1910	1949	1959	1969
H_{max}	3.792					
1910	3.674	-.118				
1949	3.298	-.494	-.376			
1959	3.226	-.566	-.448	-.072		
1969	3.153	-.639	-.521	-.145	-.073	
1980	3.118	-.674	-.556	-.180	-.108	-.035

Kartorna har också utnyttjats för att beräkna volymförändringen i glaciären. Det finns idag fotogrammetriska kartor framtagna för åren 1949, 1959, 1969 och 1980. Dessa kartor ger en fin möjlighet att dels studera exakt var på glaciären massförändringar har skett och dels kan de verifiera den massbalansstudie, baserad på fältmätningar som har bedrivits sedan 1946. Fig. 27 visar isytans förändring på Storgaciären mellan åren 1959 och 1980. Den från volym beräknade massförlusten under denna period avviker endast ca 10% från det i fält uppmätta värdet $-20.2 \cdot 10^9 \text{ kg}$.



Figur 27. Icytans nivåförändring på Storglaciären mellan åren 1959 och 1980.

Storglaciärens massbalans har rekonstruerats bakåt i tiden med hjälp av klimatologiska data från väderstationen i Haparanda. Nettobalansen för glaciären är mycket väl korreleread med sommarmedeltemperaturen i framför allt Tarfaladalen. Korrelationen kan sedan utsträckas till Kiruna vars temperaturserie sträcker sig till år 1900. Haparanda ger ett något sämre resultat ($r=0.70$) men sträcker sig å andra sidan ända till 1878 vilket ger oss en ledtråd om hur glaciären byggdes upp inför sitt senaste maximum. Denna studie förutsätter att nederbördsmönstret under perioden 1945-1980 är representativt även för den tidigare perioden. Resultaten visar emellertid att Storglaciären växte till mycket snabbt under det sena 1800-talet och början av 1900-talet. Massstillskottet 1880-1910 var ca $50 \cdot 10^9$ kg och massförlusten under perioden 1910-1980 var ca $98 \cdot 10^9$ kg. Det är intressant att notera att Storglaciärens massa år 1950 var lika stor som den var 1880 enligt dessa beräkningar.

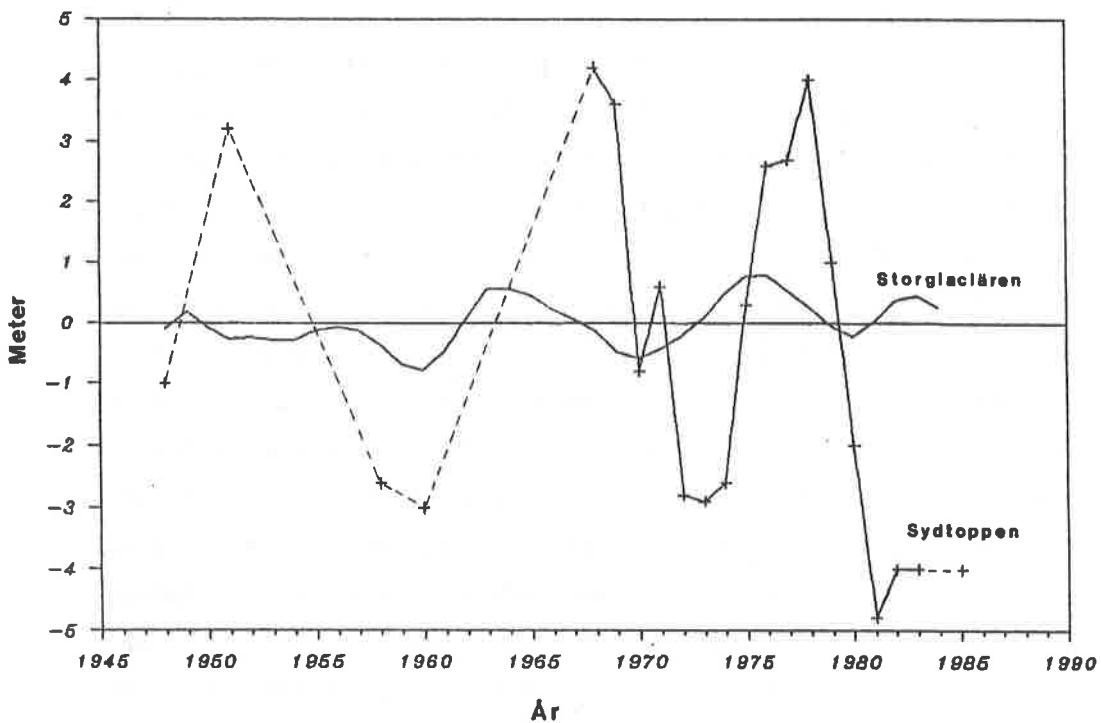
INMÄTNING AV KEBNEKAISES SYDSTOPPS HÖJD

Håkan Grudd och Per Holmlund

Den första höjdbestämmningen av Sydtoppen utfördes år 1902 av P. G. Rosén från fjället Larkimvare strax söder om Nikkaluokta. Höjden beräknades till 2123 möh vilket i slutet av 40-talet korrigerades till 2121 möh då höjden och positionen för fixpunkten rättades till.

När den glaciologiska verksamheten kom igång i Tarfala upp-rättades ett lokalt koordinatnät för dalen som anslöts till Rikets nät vid just fixpunkten på Larkimvare. I samband med dessa arbeten mättes Sydtoppen in igen från Larkimvare år 1948 och 1951 av resp. Valter Schytt och Erik Woxnerud (Woxnerud 1951). Höjdbestämmningen vid dessa två mättilfällen gav inget entydigt svar på frågan om toppens höjd. Den visade sig vara 2113 resp. 2117 möh. Man antog att skillnaden berodde på skillnader i sommar-klimatet för dessa år. Sydtoppen kom därför att ingå i det glaciologiska programmet i Tarfala. Toppen koordinatbestämdes i det lokala koordinatnätet för Tarfaladalen och höjden kunde därmed mätas in från en fixpunkt i dalen. Genom att anta att Sydtoppens lägesförändring i horisontellt led var obetydlig och därmed försumbar kunde höjdbestämmningen ske med en höjdvinke-mätning från fix nr. 2. Beräkningarna gjordes sedan genom att man relaterade vinkeln till en mätning som utfördes den 24 aug. 1948 där höjden var bestämd till 2113 möh. 1982 vandaliseras fixpunkt 2 och höjd-mätningarna har därefter utförts från det sk. flata blocket, det block som nu bär en minnestavla över Valter Schytt. Beräkningarna av Sydtoppens höjd görs idag med en omständig beräkningsmetod som i princip är baserad på 1948-års mätning. En ny positionsbestämning med en exakt avståndsmätning mellan fixpunkten och Sydtoppen har därför hög prioritet inför fältsäsongen 1987. Vi kan därefter återgå till vinkelmätningar, vilket skulle förenkla och eventuellt förbättra de nuvarande

Arets enda inmätning gjordes i april och gav höjden 2110 möh. Generellt sett ligger vinterinmätningarna 1-3 meter högre än motsvarande sommarvärdet. Sydtoppens höjd har mellan åren 1948 och 1986 varierat kring ett medelvärde på 2114 möh med extremerna 2119 och 2109 möh i juni 1969 resp. i september 1981 (Fig. 28).



Figur 28. Storglaciärens massbalans uttryckt i viktade femårsmedelvärden av det specifika vattenvärdet (i meter), samt Sydtoppens höjd över havet som en funktion av tiden. Nollvärdet motsvarar medelvärdet för perioden vilket är -0.34 m resp. 2114 möh.

INTEGRERANDE INSTRUMENT FÖR SALTMÄTNING.

Christian Bronge.

De svårigheter som har varit förknippade med vattenföringsmätningarna i Tarfala under tidigare år föranledde, förutom den nämnda ombyggnaden av Rännan, en omprövning av de gängse fältmetoderna. Det visade sig nödvändigt att på något sätt höja noggrannheten hos den momentana saltmetoden (Østrem 1964). Under tiden 1985-86 har därför av foing Alan Openshaw konstruerats en integrerande konduktivitetsmätare enligt riktlinjer givna av civ ing Christian Bronge. Instrumentet känner via en sensor av den elektriska konduktiviteten i det vattendrag, vars vattenföring man önskar mäta. En mängd saltlösning tillsätts vattendraget på det sätt som är brukligt vid den momentana saltmetoden. Med hjälp av en räknefrekvens som är direkt beroende av det uppmätta ohmska värdet i vattnet, så integreras den varierande konduktiviteten över en i förväg inställd tid. Denna kan varieras mellan 1 s och 9999 s. Resultatet visas som ett tal i ett sifferfönster. Kalibreringskurvan uppmäts sedan på liknande sätt som görs med Meggerinstrumentet, dock med den skillnaden att man erhåller ett tidsintegrerat värde. Vid kalibreringen väljs lämpligen en integrationstid på 1 s eller 10 s. Mätinstrumentet ger möjlighet att ställa in fyra mätområden som dividerar mätvärdet med 1, 10, 100 eller 1000. Som sensor används en mätkropp med motstållda rhodiumelektroder. Av denna har två stycken tillverkats, varav den ena har dubbelt så stor elektrodyta som den andra.

Normalt så arbetar man vid saltmätningar med konduktivitet (ledningsförmåga) i stället för motstånd. D v s det är motståndet som mäts, men mätinstrumentets (=Meggers) skala är gjord så att den ger konduktivitetsvärdet. Skälet till att man gör så är att motståndet ej varierar linjärt med saltkoncentrationen. Det gör dock det inverterade motståndet, d v s konduktiviteten. Följande samband råder:

$$A = \int_0^{t_1} \kappa dt - \kappa_0 t$$

där κ_0 = bakgrundsvärdet på konduktiviteten och integraluttrycket har det värde som man får i instrumentets sifferfönster vid mätning i vattendraget.

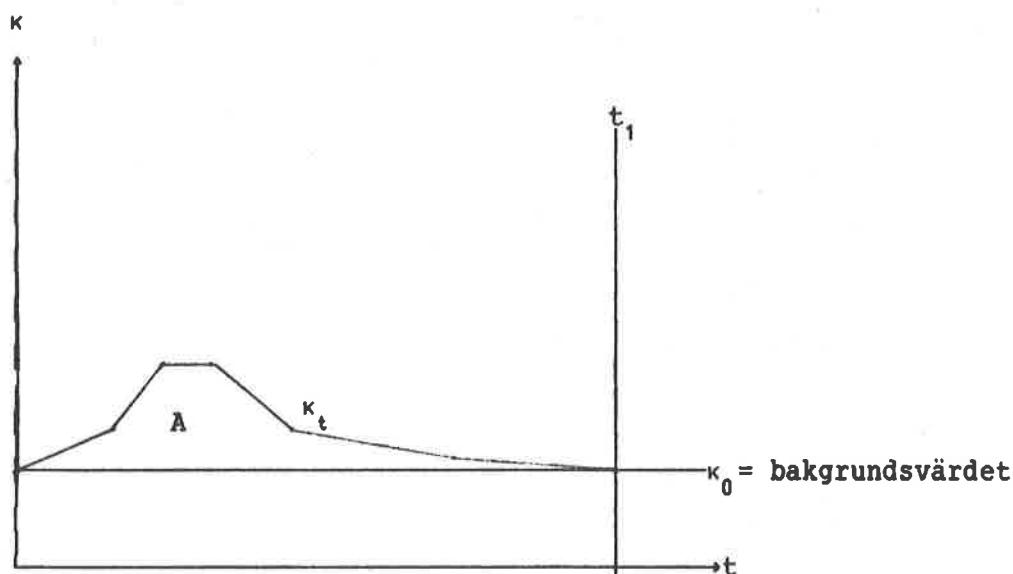


Fig 29. Schematisk konduktivitetskurva.

Man har således integrerat inte bara den varierande konduktiviteten, utan också bakgrundsnivån. Den integrerade bakgrundsnivån, $\kappa_0 t$, försvinner automatiskt vid kalibreringen. Vid denna erhålls ett samband enligt ekvationen:

$$c = a \kappa - b$$

där a och b är konstanter. Denna ekvation transformeras om uttrycket för A ovan till att bli ett värde A' . Transformationen innebär att konduktivitetskurvan både skalas om och parallellförflyttas ned till den horisontella axeln.

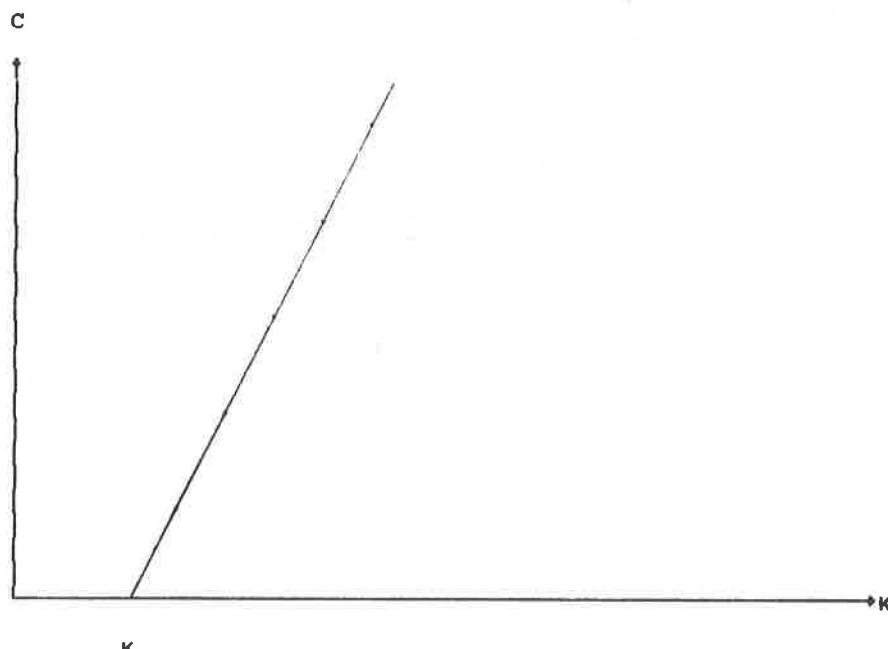


Fig 30. Schematisk kalibreringskurva.

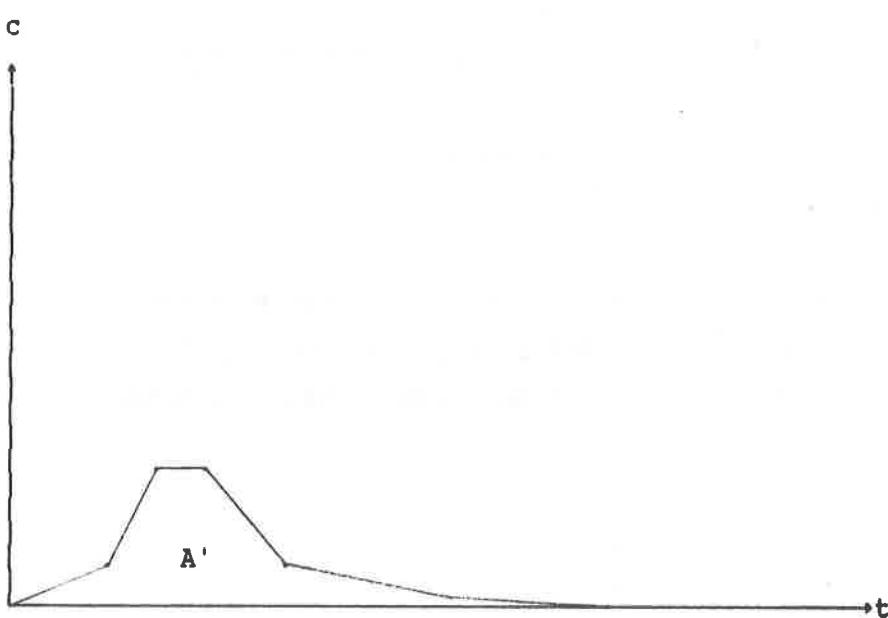


Fig 31. Schematisk koncentrationskurva.

Jämfört med Meggerinstrumentet uppvisar detta instrument stora fördelar, nämligen:

Ingen märkbar spridning hos punkterna kring kalibreringskurvan, d v s kurvan blir mycket säkert bestämd. Denna noggrannhet visar sig naturligtvis också i form av säkrare värden på arean under motstånds- eller konduktivitetskurvan.

- En person kan i fält utföra det arbete som det tidigare krävts tre personer till.
- En mängd beräkningsarbete bortfaller eftersom instrumentet ut-för det.

Beträffande resultaten av de mätningar som utfördes med instrumentet i Tarfala sommaren 1986, hänvisas till kapitlet "Vattenföring 1985/86". Dock skall här nämnas att vattenföringsmätningar gjordes dels med hjälp av detta instrument, dels helt oberoende med kolorimetrisk metod. Resultaten visade sig vara helt samstämmiga (se kapitlet Vattenföring 1985/86).

BLÖTA LÖSSNÖLAVINER OCH SLASKLAVINER

Robert Kjessel, 10-poängsuppsats i naturgeografi

Under våren 1986 genomfördes ett lavinprojekt i Tarfaladalen beläget i Kebnekaisemassivet. Ändamålet var att studera blöta lössnölaviner och slasklaviner med inriktning på utlösningmekanismen genom fysiska mätningar och väderobservationer. Projektet sträkte sig från den 17/5 till 6/6 plus en ytterliggare observation 9/6.

Kalorimetriska studier av det fria vattnet i snö utfördes vid ett flertal tillfällen, främst under lavinaktiva dagar. Det visade sig att snön under dessa dagar oftast innehöll mer än 14 vol-% vatten. Vidare var den mest förekommande kristalltypen av "MF"-form (smält-frys-kristaller). Lössnölavinernas djup (erosion), 2 m nedanför startpunkten var i genomsnitt 7 cm. Utlösningsriktningarna antas bero på strålningsbalansen vid snöytan samt luftens temperatur.

Tre slasklaviner observerades. Dessa startade alla som flakklaviner och övergick till slask under transporten nedströms. Alla tre utlöstes i samband med större regn och deras banor låg i vattenfåror. Den lavin som uppmättes visade på högt vatteninnehåll i snön samt en isyta mellan snön och underliggande mark. Massan som startområdet tömts på var ca 1640 ton.

LAVINRISKBEDÖMNINGAR

Michael Östling

Under året har ett projekt med inriktning mot lavinprognoser inletts. Kartering av lavinriskområden kommer att studeras. Till grund för dessa karteringar används information om topografiska parametrar, vegetation, geomorfologi samt observationer av laviner. Lavinriskbedömningar studeras även på kortare sikt där initieringen av laviner främst styrs av meteorologiska parametrar. Med utgångspunkt från observerade laviner studeras sambandet mellan laviner och meteorologiska faktorer.

RIUKOJETNA

Gunhild Rosquist

I maj 1986 gjordes en kartering av de bottentopografiska förhållandena. Glaciären visade sig ha en oregelbunden bottentopografi med ett största isdjup på 105 m. Resultaten från radioekosonderingen visar troligen att olika temperaturförhållanden råder, och det ser ut som om delar av Riukojietna idag är bottenfrusen. Snöackumulationen uppmättes i maj. I juni borrade 12 ablationsstakar ner i glaciären och avsmältningen mättes. I slutet av augusti mättes ablationen och då mättes också de 12 stakarna in med geodimeter 140 för positionsbestämning och isrörelsestudie. Resultaten kommer att bearbetas under våren 1987 och rapporteras i 1987 års rapport.

EFFECT OF WATER PRESSURE ON GLACIER DYNAMICS

Roger LeB Hooke

INTRODUCTION

The principal objective of our work on Storglaciären during the past six years has been to gain a better understanding of the role that water plays in the dynamics of such a glacier. We have been measuring: (1) surface velocities over periods of 1 to 10 days during the summer and 45 to 60 days during the winter; (2) snow accumulation during the winter; (3) ablation over time intervals of 1 to 7 days during the summer; (4) temperature; (5) precipitation; and (6) deformation in boreholes over consecutive time intervals of 1 to 2 weeks for up to almost 2 months. We have continuous recordings of: (1) water pressure variations in boreholes and moulin over periods ranging from months to years; (2) discharge of water and sediment from the glacier during the summer; and (3) strain rates and tilt rates at one or two locations on the glacier surface over periods of several days. We have made temperature measurements in holes up to 40 m deep in the glacier in order to study the development of a layer with subfreezing temperatures at the surface in the ablation area. Finally we have mapped structures in the ice, as they melted out, in order to obtain a three-dimensional view of the internal drainage system, and during the past three summers we have been using dye-trace experiments to study further the character of this drainage system.

This past summer, we initiated two new experiments, one quite simple and the other much more labor-intensive, that have given us a new perspective on the dynamics of the glacier as it moves through an overdeepening in the bed in the upper part of the

ablation area. We now believe that a layer of deforming till may underlie the glacier in this overdeepening, and further that drainage through it may be largely englacial rather than subglacial. We plan to focus on this area next summer.

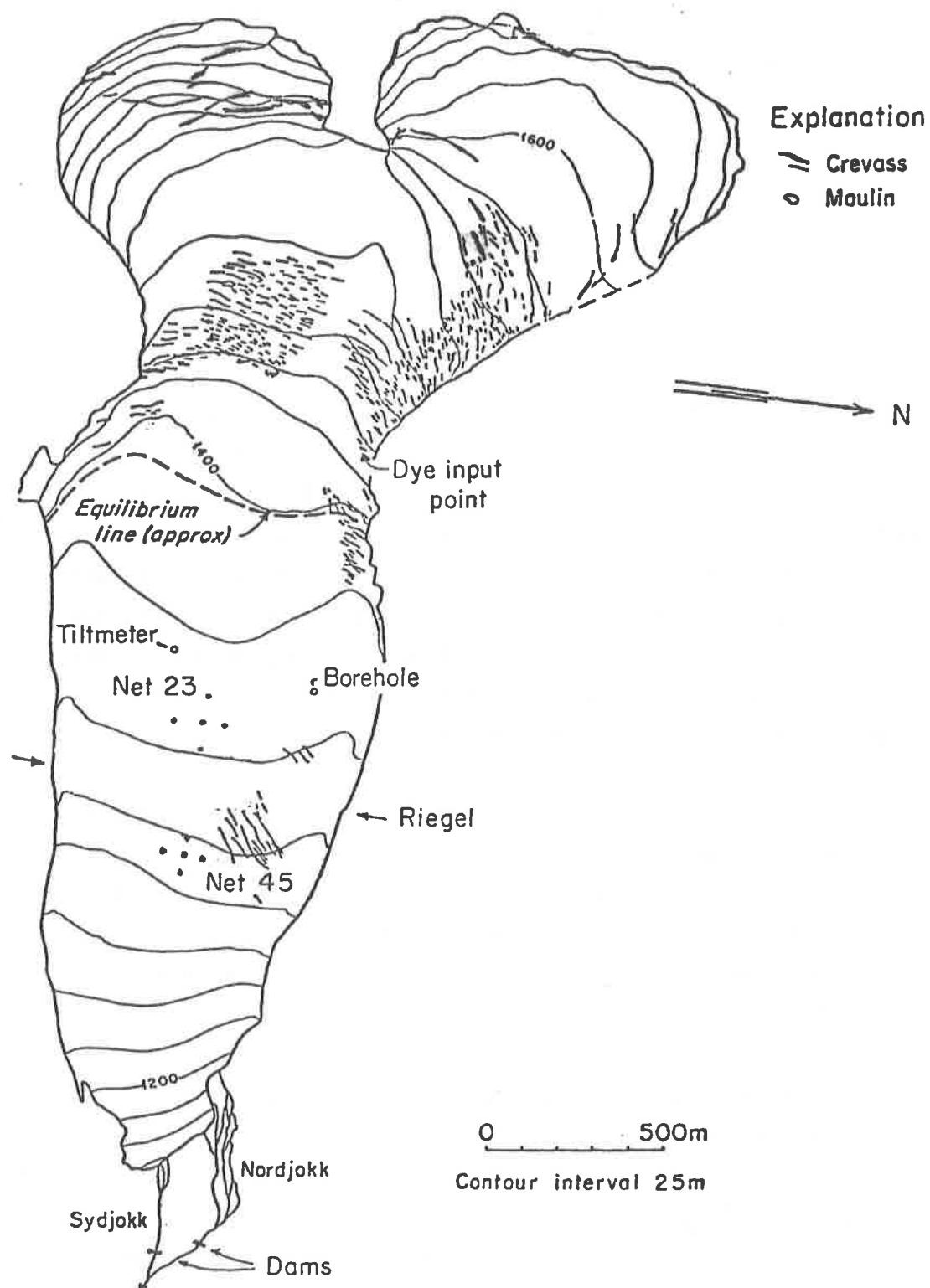
VELOCITY MEASUREMENTS

This year we continued daily (weather permitting) measurements on two 5-stake strain nets (Fig. 32). In these surveys the positions of the stakes are completely determined by angle and distance measurements from a fixed point on the valley side. In addition, distances between stakes are also measured so the positions are actually overdetermined. This permits a least-squares solution for stake coordinates, and thus provides not only more accurate positions for the stakes, but also a more reliable estimate of the uncertainty in position than heretofore available.

The computer software for doing these calculations has been developed. This summer we also wrote computer software that permits a preliminary reduction of the survey data while still in the field (Fig. 33). This has improved the efficiency of the field operation as we can now obtain preliminary velocity data daily, when desired, thus stimulating thinking about causes and permitting redirection of the field effort accordingly. The least-squares solutions must still be done on a mainframe computer, however.

In addition, measurements were continued weekly on 13 stakes forming one 5-stake and three 4-stake strain nets. These measurements have not yet been reduced.

Figure 32 (following page). Map of Storglaciären showing locations of small stake nets, tiltmeter, and borehole used for inclinometry measurements in 1986.



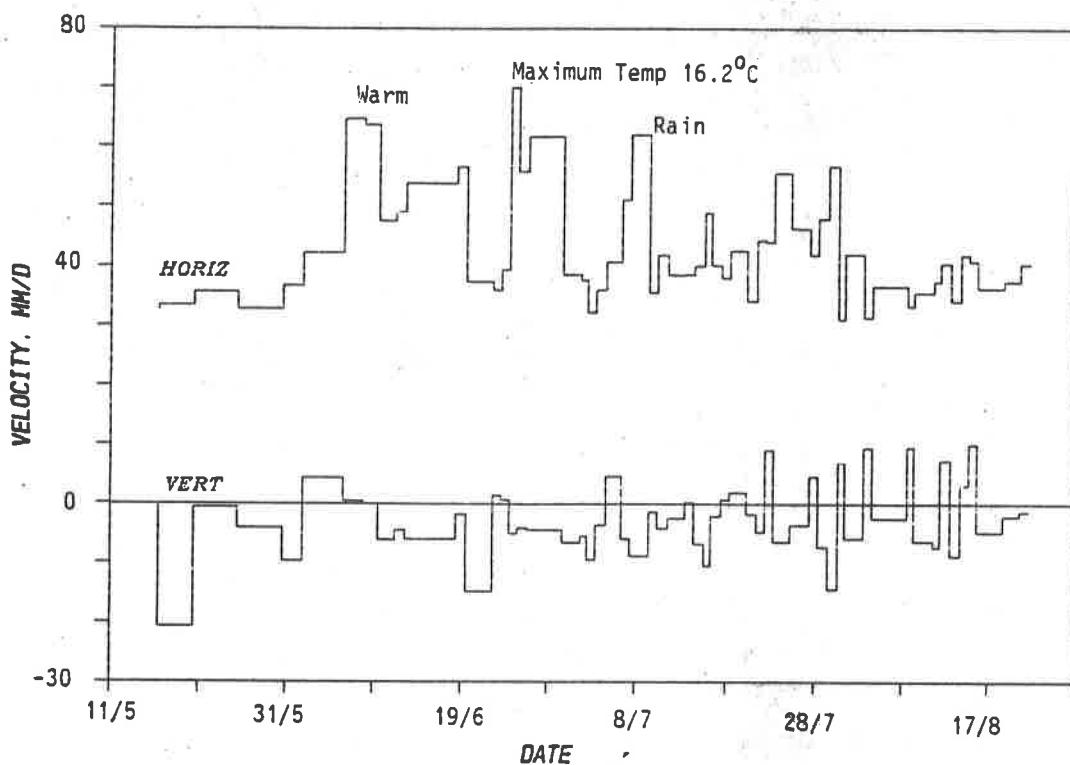


Figure 33. Preliminary results from the small stake nets obtained with the use of a PC in the field.

BOREHOLE STUDIES

Borehole deformation measurements were made in a 132-m hole about half way between the centerline and the northern margin of the glacier (Fig. 32). Previous borehole deformation studies have shown that during July and August the glacier is decoupled from the bed along the centerline for some distance upglacier from the riegel that lies near the middle of the ablation area (Fig. 32). The borehole this year was placed in a lateral position in an attempt to place limits on the width of this area of decoupling. Preliminary results (Fig. 34) suggest that the decoupling extends to this position, but the possibility that the borehole casing has become twisted in the hole, thus destroying our control on the tilt direction, must be analyzed.

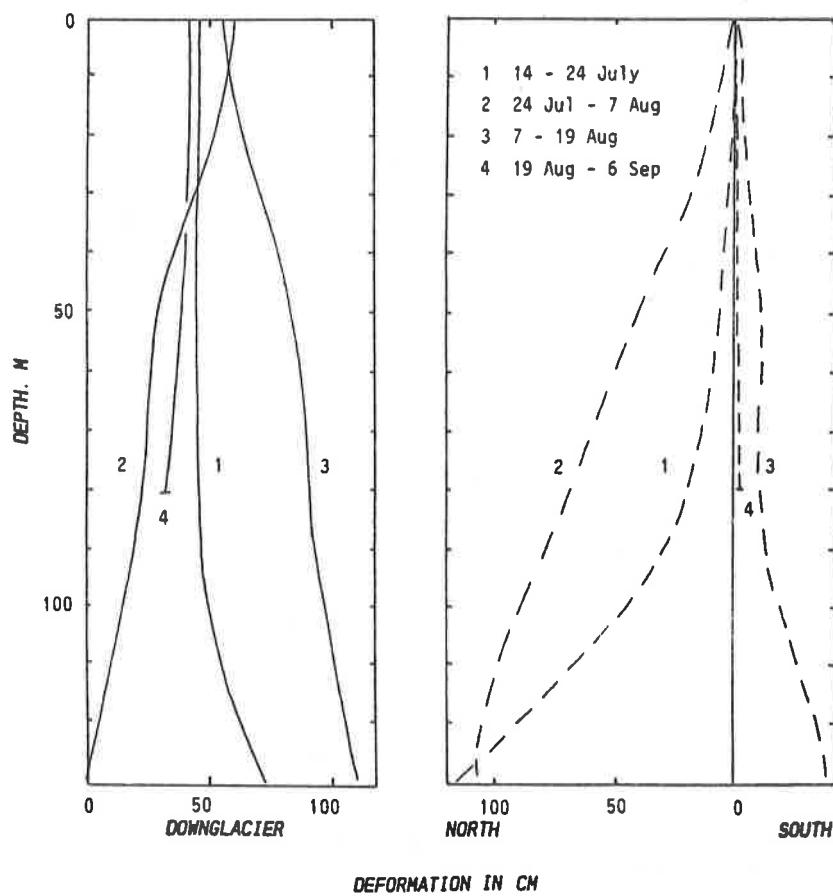


Figure 34. Preliminary results of borehole deformation measurements in 1986. Deformation is projected onto the (A) longitudinal and (B) transverse planes. (Measurements by Veijo Pohjola.)

A quite interesting result of the measurements in this hole is the evidence for transverse flow at depth. Up to early August, there is a marked flow toward the north, which in this case is toward the nearest margin of the glacier. This flow is strongest near the bed. Raymond (1971) was apparently the first to measure such deformation. He pointed out that some flow of this type was necessary for continuity. The horizontal velocity, u , decreases toward the margins. Thus unless the vertical velocity, w , increases, the emergence velocity, $v_e = w + u \tan \alpha$, where α is the slope of the glacier surface, would not equal the ablation rate. In this case the transverse profile would not be a steady-state profile. For example, if the ablation rate exceeded v_e near the margin, as it would on an hypothetical glacier with a flat transverse profile in the ablation area, the

glacier would thin along the margins, leading to the convex upward transverse profile characteristic of ablation areas. The lateral slope thus developed drives the transverse flow that leads to higher vertical velocities near the margins. We have measured such vertical velocities previously on Storglaciären (Hooke and others 1983).

The northward transverse flow, however, is replaced by a southward flow in mid-August. An initial hypothesis is that this is related to an increase in the area of the bed over which decoupling and rapid sliding are taking place. By late August this southward flow seems to have diminished significantly, but at that time the inclinometer would not go past a bend in the casing at about 81 m. However, as discussed below, we feel that the small amount of southward transverse flow indicated at this depth and time is significant.

The borehole used for deformation measurements was one of 10 closely-spaced holes along a transverse profile in this area. The holes were drilled in this pattern in order to make resistivity measurements in the substrate beneath the glacier, using a half-Schlumberger electrode array. With the use of the boreholes, electrodes can be placed in direct contact with the bed, a technique pioneered by Haeberli and Fisch (1984). The low resistivity that we found in the bed (Fig. 35) indicates that there is a layer of till between the glacier and the bedrock. The close spacing of the boreholes allows an estimate of the thickness of this till layer: it is apparently about 0.5 m thick. A sampler used to collect water from the base of one of the holes came up with a lump of compact clay attached to it, strongly suggesting that this is the composition of the till.

In the past, we have noted frequently that water levels in holes drilled in the area extending from about 50 to about 300 m upglacier from the riegel dropped when the drill tip reached a level equivalent to 75% to 90% of the ice thickness. However, upon completion of the holes we found that the water level was

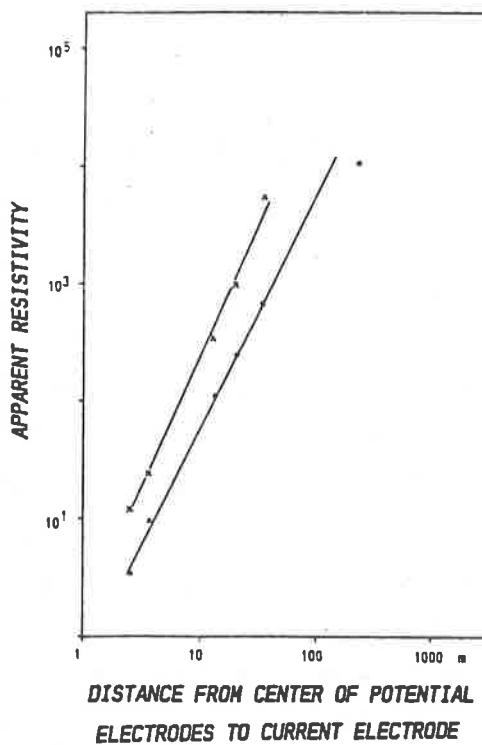


Figure 35. Resistivity measurements in bed beneath boreholes.

DISTANCE FROM CENTER OF POTENTIAL ELECTRODES TO CURRENT ELECTRODE

only 20 to 25 m below the surface, and remained stable at that level, in one case even when water was flowing into the hole. Initially we thought that the upper parts of the holes, which widen gradually during drilling due to heat loss from the drill hose, had intersected an englacial channel at the 20 to 25 m level. However, the frequency with which this has occurred suggested the possibility that the holes encountered an englacial conduit much deeper in the glacier, and that the water levels thus reflect the piezometric head at the bed. This would be consistent with the observed decoupling of the ice from the bed.

In order to investigate this possibility we diverted surface streams into two of the holes drilled this year and poured salt into the streams. We then measured the conductivity of the water as a function of depth and time. In both cases the conductivity decreased rapidly with time in the upper part of the hole (Fig. 36), but a residual column of highly conductive water remained immediately below the point where the drill tip was when the water level fell. In the case of the borehole in which the measurements in Figure 5 were made, this level was 88 m. We thus conclude that the hole was draining at this level and not higher.

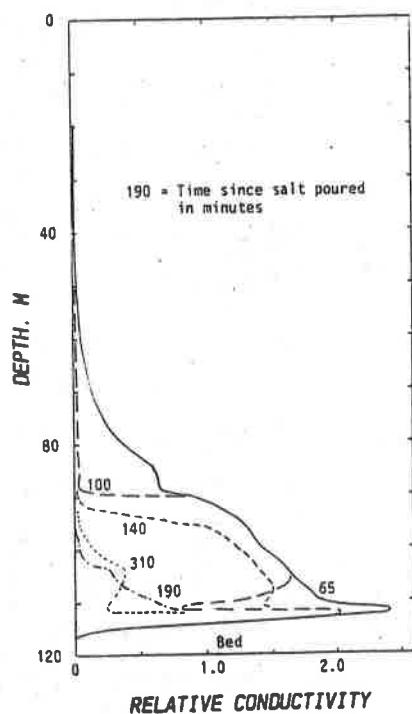


Figure 36. Change in conductivity with time in a borehole into which water was flowing at the surface. Salt was added to the water to raise the conductivity initially.

A further important conclusion suggested by the measurements in Figure 36 is that there is water flow into the hole from the bottom, and perhaps also at about 110 m. The former is suggested by the fact that the salt column does not extend all the way to the bottom, as would be expected from density considerations.

In contrast to previous experience, water levels in the boreholes drilled this year, midway between the centerline and the margin, varied with time, although remaining very close to the ice overburden pressure. Over periods of a few days the level might range from 15 to 25 m below the surface. This, in conjunction with the evidence that the holes made contact with the subglacial water system, suggests that decoupling of the glacier from the bed can be attributed to high water pressures. Furthermore, the fact that water levels do not seem to vary appreciably near the centerline, but do vary nearer the margins, suggests that changes in velocity during the summer are controlled by variations in water pressure in the latter location.

TILTMETER MEASUREMENTS

We had two tiltmeters working on the glacier for varying lengths of time this summer. These sensitive instruments can detect a change in slope of the glacier surface of ca 0.1 mm in 100 m. Their principal function is to detect changes in slope between the sides and the centerline of the glacier. A record from one of the meters, located about 100 m south of the glacier centerline, is shown in Figure 37. During the time period covered by this record, the center of the glacier was rising relative to the margins. This is the converse of the normal pattern described earlier, in which vertical velocities are higher near the margin. A rise near the center, however, is consistent with the centerward transverse flow in the borehole described above. Superimposed on this rise is a diurnal pattern which we tentatively attribute to water waves passing downglacier from the crevassed area just above the equilibrium line (Fig. 32). There is also a tilt to the west, indicating that the part of the glacier near the riegel is rising faster than that further upglacier.

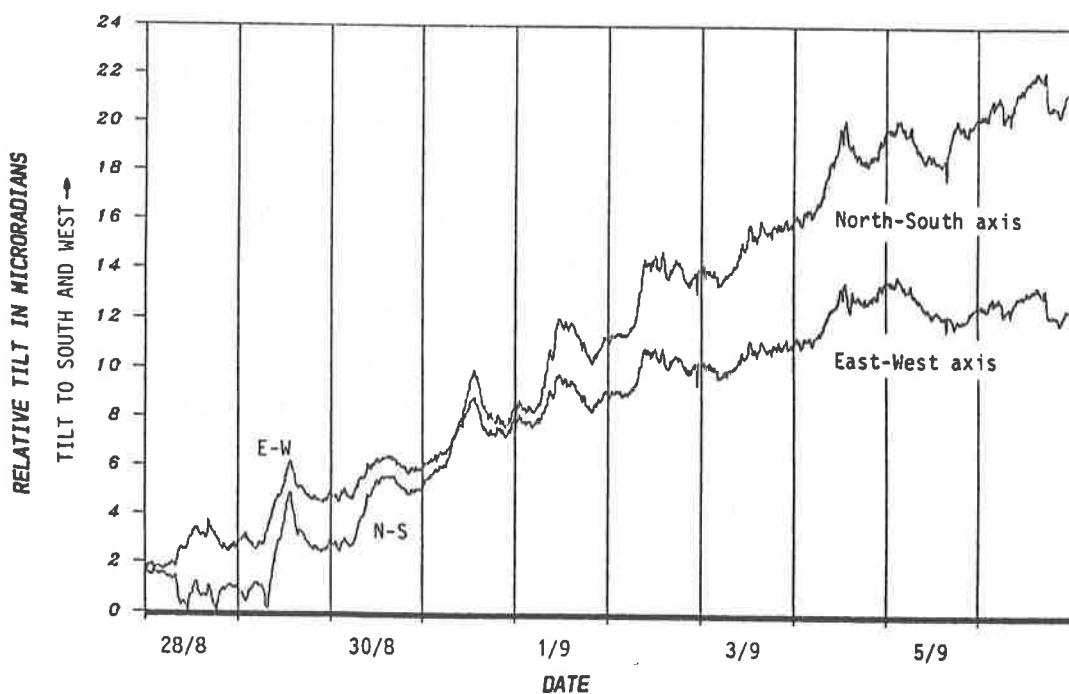


Figure 37. Tiltmeter record from 28 august to 6 september 1986.
(Measurements by Peter Jansson.)

WATER BALANCE

In 1984 we began detailed measurements of water input to and discharge from the glacier (Östling and Hooke, 1986). These measurements were continued in 1985 and 1986, and will form the base for a MS dissertation by Jack Kohler, a graduate student at the University of Minnesota. The 1984 measurements suggested storage of about 500,000 cubic meters of water in the glacier in June and release of that water in August.

From the point of view of glacier dynamics, it is important to determine whether this is an annual pattern and if so where the storage occurs. Östling and Hooke believed that storage was in englacial reservoirs, such as porous firn and crevasses, early in the season, and then later moved into subglacial cavities that open at the bed in late July. As discussed below, this interpretation is now considered to be questionable, and we are consequently refining our understanding of storage locations by determining the fractions of the water that enter the glacier in the crevassed areas above the equilibrium line and over the riegel, respectively. At present we can report that of the rainfall on the glacier in 1986, about 60% occurred above the upper crevasse area, and 30% occurred between the two crevasse areas.

The discharge data from 1986 are not completely reduced as yet, but a preliminary runoff curve is shown in Figure 38.

DYE-TRACE EXPERIMENTS

Only one dye-trace experiment was run this summer, utilizing a stream flowing into a crevasse on the north side of the glacier above the equilibrium line as an input point. More tests were planned from the area near the equilibrium line, but it took well

over a month for the dye from the first test to move through the glacier, so there was not enough time to make a second test. The one test completed (Fig. 38) proved to be quite interesting, however, in that the dye took much longer than expected to appear, appeared in two separate periods separated by 10 days with no output, and appeared in Nordjokk (Fig. 32). In contrast, in all previous experiments, utilizing moulins just above the riegel as injection points, dye has come through in one continuous pulse that peaked within one to two hours of the injection time, and has been detected in Sydjokk only.

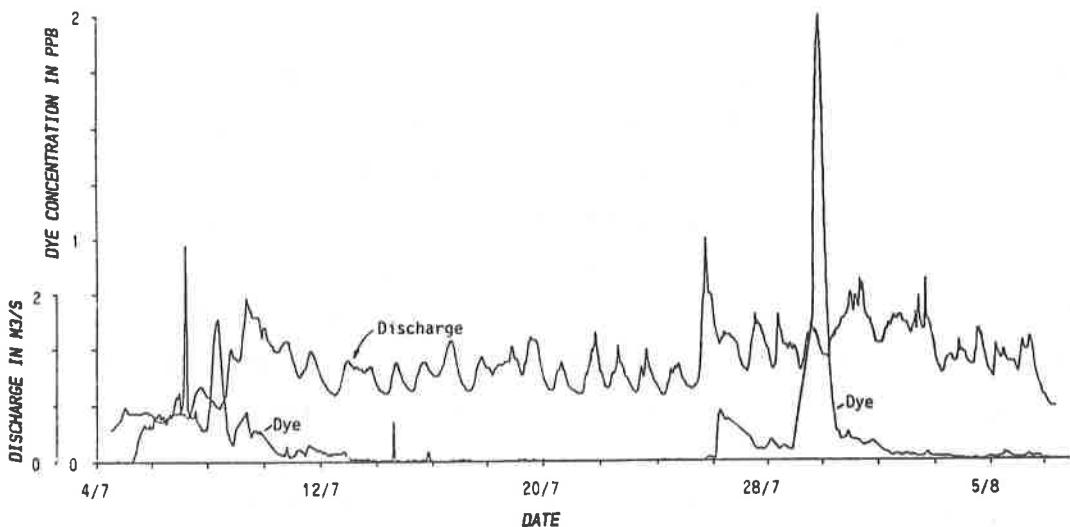


Figure 38. Results of a dye-trace experiment from an input point slightly above the equilibrium line, and discharge in Nordjokk during the same time period.

The test this year reinforced conclusions from an incomplete test last year that utilized a crevasse above the equilibrium line but on the south side of the glacier as an injection point. In that test a small amount of dye was detected in two samples from Nordjokk, but as dye was not expected here, sampling was not frequent enough to define a concentration-time curve.

The significance of these results is two fold: (1) storage can occur in the overdeepening above the riegel for periods of up to a few weeks, and (2) water flow rates through this area are very slow. The latter suggests that the subglacial till layer detected

this summer may be present over a large area of the overdeepening, thus inhibiting flow along the ice-bed interface. Also of possible significance is the fact that the second dye pulse began at a time when vertical velocities normally begin to show anomalous behavior, and that this pulse was apparently initiated by heavy rain on 26 July. The effect of the rain is also visible in the discharge record.

Before leaving this discussion, it is appropriate to call attention to some results of earlier dye trace studies (Seaberg and others, in prep). These experiments, as noted, yielded much simpler concentration-time curves with, in most cases, a single peak and a long tail. They could thus be analyzed to determine a dispersion coefficient that would characterize the flow. As shown in Figure 39, the dispersion increases with discharge, a result that is contrary to that found in the proglacial Sydjokk. The dispersion is also much higher early in the season when the subglacial channel network is as yet poorly developed, having closed and become deranged by flow of the ice over the winter. The increase with discharge probably reflects braiding of the flow into new channels as water levels rise. Further analysis of these results should give us some idea of the number of channels involved at various times of the year, and thus a clearer picture of the subglacial channel system.

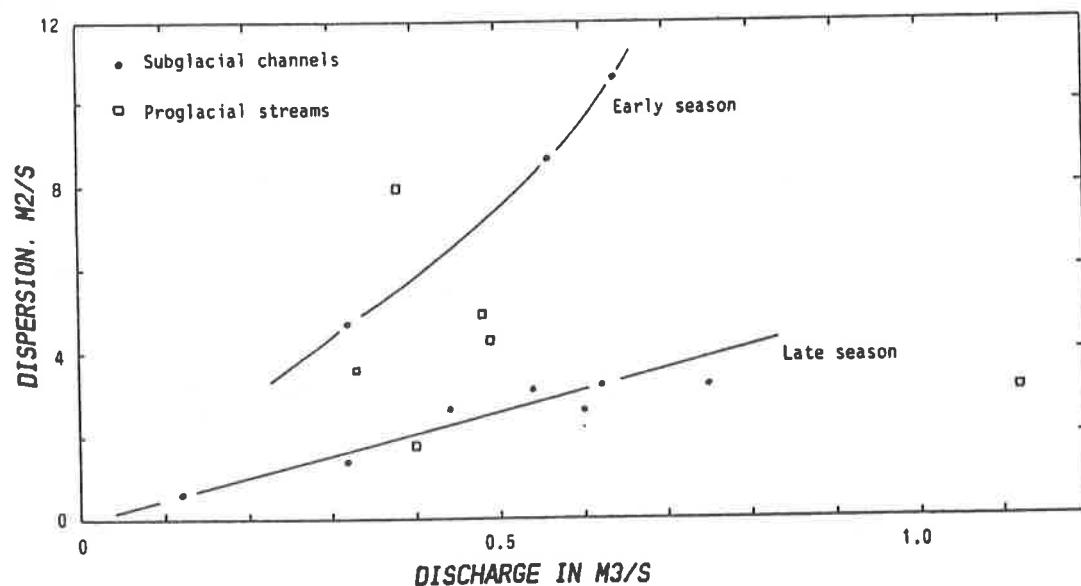


Figure 39. Variations of dispersion with discharge in the subglacial and proglacial streams.

LITTERATURFÖRTECKNING

Sammanställd av Per Holmlund

Detta är en sammanställning av skrivna artiklar som på ett eller annat sätt är baserade på material från Tarfala. Tarfalamanterial behöver inte nödvändigtvis utgöra stommen i resp artikel men det utgör en väsentlig del. Artiklarna har delats upp i tre huvudgrupper; Före 1980, efter 1980 och slutligen, populärt hållna artiklar.

FÖRE 1980

- Ahlmann, H. W:son., 1951: Scientific investigations in the Kebnekajse Massif, Swedish Lappland.
I. General outline of the investigations in 1946-51. Geogr. Ann. 33(1-2): 90-94.
- Bergström, E., 1955: Studies of the variations in size of Swedish glaciers in recent centuries. -UGGI: IASH Assemblée Générale de Rome 1954 (4): 356-366.
- Céwe, T. and Norrbin, J., 1965: Tarfalajåkka; Ladtkojåkka och Ladtkojaure. Vattenföring, slamtransport och sedimentation. Ymer (1-2): 85-111.
- Danfors, E., Fleetwood, A. and Schytt, V., 1962: Application of the neutron scattering method for measuring snow density. Geogr. Ann. 44 (3-4): 409-411.
- Ekman, S-R., 1961: Thermal Drilling in Isfallisglaciären, Kebnekajse. Geogr. Ann. 43 (3-4): 422-423.
- 1971: Seismiska undersökningar på Storglaciären i Kebnekaise mars 1970.
- Hamberg, A., Rabot, C. and Mercanton, P. L., 1930: Commission UGGI des glaciers: Rapport pour 1914-1928. -Venezia 1930 p. 1-53.
- Herrmann E., 1931: Gletscherstudien im Kebnekaise-Gebiet (Schwed. Lappland). Zeitschrift für Gletscherkunde. 19: 263-284.
- Hoinkes, H., 1968: Glacier variation and weather. Journal of Glaciology 7(49): 3-19.

- Hoppe, G. and Schytt, V., 1953: Some observations on fluted moraine surfaces. *Geogr. Ann.* 35 (2): 105-115.
- Hoppe, G., Schytt, V. and Strömberg, B., 1965: Från fält och Forskning Naturgeografi vid Stockholms Universitet. *Ymer* (3-4): 109-125
- Johansson, H. F., 1951: Scientific investigations in the Kebnekajse Massif, Swedish Lapland.
II. The petrology and tectonics of the Kebnekajse region and their morphological importance. *Geogr. Ann.* 33(1-2): 95-120.
- Jonsson, S., 1970: Strukturstudier av subpolär glaciäris från Kebnekaiseområdet. -Forskningsrapport 8. Naturgeogr. inst. Stockholms univ. 200 pp.
- 1970: Structural studies of subpolar glacier ice. *Geogr. Ann.* 52 A (2): 129-145.
- 1973: Registration of a sudden vertical displacement of the ice surface of Isfallsglaciären, Northern Sweden. *Geogr. Ann.* 55A (1): 64-68.
- Karlén, W., 1973: Holocene glacier and climatic variations, Kebnekaise mountains, Swedish Lapland. *Geogr. Ann.* 55A (1): 29-63.
- 1975: Lichenometric dating in northern Scandinavia - metoden tillförlitlighet och regionala tillämpning. Naturgeogr. inst. Stockholms univ. Forskningsrapport 22, 67 pp.
- 1976: Holocene climatic fluctuations indicated by glacier and tree-limit variations in northern Sweden. Naturgeogr. inst., Stockholms univ. Forskningsrapport 23, 7pp.
- Karlén, W. and Denton, G. H., 1975: Holocene glacial variations in Sarek National Park, northern Sweden. *Boreas* 5: 25-56.
- King, L., 1976 Permafrostuntersuchungen in Tarfala (Schwedisch Lappland) mit Hilfe der Hammerschlagseismik. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12 (2): 187-204.
- 1984: Permafrost in Scandinavia. Permafrost in Skandinavien Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane. Heidelberg 1984. 174 pp.
- Mannerfelt, C. M:son., 1939: Geografiska bilder. *Ymer* 59: 162-166.
- 1940: Storglaciärens tillbakagång i Kebnekaise. *Ymer* 60 (1): 60-61.
- Melander, O., 1975: Geomorfologiska kartbladet, 29 I Kebnekaise. -Beskrivning och naturvärdesbedömning. SNV PM 540. 78 pp.

- Nilsson, J. and Sunblad, B., 1975: The internal drainage of Storglaciären and Isfallsglaciären described by an autoregressive model. Geogr. Ann. 57A (1-2): 73-98.
- Nye, J. F., 1965: The frequency response of glaciers. numerical method of inferring the budget history of a glacier from its advance and retreat. Jour. Glac. 5 (41): 567-607.
- Rafstedt, T., 1983: Vegetationskarta över de svenska fjällen. Kartblad nr 5 Kebnekaise (29 I). Naturgeog. inst. Stockholms univ.
- Rapp, A., 1959: Avalanche Boulder Tongues in Lapland. Geogr. Ann. 41 (1): 34-48.
- Schytt, V., 1947: Glaciologiska arbeten i Kebnekajse. Ymer (1): 18-42.
- 1949: Re-freezing of meltwater on the surface of glacier ice. Geogr. Ann. 31(1-4): 222-227.
- 1959: The Glaciers of the Kebnekajse-Massif. Geogr. Ann. 41(4): 213-227.
- 1960: Regime studies on Storglaciären, Kebnekajse during 1960. Geogr. Ann. 42(1): 62-63.
- 1961: Notes on Glaciological activities in Kebnekajse, Sweden. Regime studies on Storglaciären, Kebnekajse, during 1961. Geogr. Ann. 43 (3-4): 420-421
- 1962: Naturgeografisk fältstation i Kebnekajse. Svensk Naturvetenskap, p. 332-345.
- 1962: Mass balance studies in Kebnekajse. Journ. Glac. 4(33): 281-286.
- 1962: Mass balance studies on Storglaciären during 1962. Geogr. Ann. 44 (3-4): 407-409.
- 1962: A tunnel along the bottom of Isfallsglaciären. Geogr. Ann. 44 (3-4): 411-412.
- 1963: Fluted moraine surfaces. Journ. Glac. 4 (36): 825-827.
- 1965: Notes on glaciological activities in Kebnekaise, Sweden during 1964. Geogr. Ann. 47A (1): 65-71.
- 1966: Notes on glaciological activities in Kebnekaise, Sweden - 1965. Geogr. Ann. 48A (1): 43-50.
- 1967: A study of "Ablation Gradient". Geogr. Ann. 49A (2-4): 327-332.
- 1968: Notes on glaciological activities in Kebnekaise, Sweden during 1966 and 1967. Geogr. Ann. 50A (2): 111-120.

- 1968: Tarfalajäkkas vattenföring och slamtransport 1966-1967. Forskningsrapport 3. STOU-NG-3. Naturgeografiska inst. Stockholms universitet.
- 1970: De svenska glaciärernas vittnesbörd. -in: Ahlmann m fl Klimatologiska förändringar omkring Nordatlanten under gammal och nyare tid. Ymer. 90: 241-242.
- 1973: Snow densities on Storglaciären in Spring and summer. Geogr. Ann. 54A (3-4): 155-158.
- 1973: Tarfala och dess forskningsverksamhet. Information 1, STOU-NG, Naturgeografiska inst. Stockholms universitet. 2:a uppl. 1975, 3:e uppl. 1978. 27 pp.
- 1973: Hydrologisk aktivitet inom undersökningsområdet Tarfala, (ur Vannet i Norden nr 1, s 12-29). Information 2, STOU-NG, Naturgeogr. inst., Stockholms universitet. 18 pp.
- 1979: Tarfala and it's research activities. STOU-NG 34. Forskningsrapport från Naturgeogr. inst. Stockholms universitet. 31 pp.
- Schytt, V., Jonsson, S. and Cederstrand, P., 1963: Notes on glaciological activities in Kebnekaise, Sweden - 1963. Geogr. Ann. 45 (4): 292-302.
- Seligman, G., Ahlmann, H. W:son. and Droessler E. G., 1949: The growth of the glacier crystal. Glacier ice crystal Measurements at Kebnekajse, Sweden. Journal of Glaciology 1(5): 254-274.
- Stenborg, T. 1969: Studies of the internal drainage of glaciers. Geogr. Ann. 51A (1-2): 13-41.
- 1973: Some viewpoints on the internal drainage of glaciers. p. 117-130. Symposium on the Hydrology of Glaciers. Cambridge, 7-13 September 1969, organized by the Glaciological society. Publication no. 95. 1973, 262 pp.
- Svenonius F., 1910: Die gletscher Schwedens im Jahre 1908. Sveriges Geologiska Undersökningar (SGU) serie Ca 5 part I: 1-54.
- Woxnerud, E., 1951: Scientific investigations in the Kebnekajse Massif, Swedish Lapland.
III. Kartografiska arbeten i Kebnekajse.
IV. Det lokala triangelnätets i Kebnekajse anslutning till riksnätet. Syd- och nordtopparnas höjd över havet. Geogr. Ann. 33 (3-4): 121-143.
- Østrem, G., 1959: Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. Geogr. Ann. 41:228-230.
- 1961: A new approach to end moraine chronology. Geogr. Ann. 43 (3-4): 418-419.

- 1962: Nya metoder för åldersbestämmning av ändmoräner. Ymer 82: 241-252.
- 1962: Ice-cored moraines in Kebnekaise area. Medd. fr. Geogr. Inst. Stockholms univ. 154 pp
- 1963: Comparative Crystallographic Studies on Ice from Ice-cored Moraines, Snow-banks and Glaciers. Geogr. Ann. 45 (4): 210-242.
- 1964: Ice-cored Moraines in Scandinavia. Geogr. Ann. 46 (3): 282-337.
- 1965: Problems of dating ice-cored moraines. Geografiska Annaler 47 A (2): 1-38.

Østrem, G., Haakensen, N. and Melander, O., 1973: Atlas over breer i Nord-Skandinavia. Meddelande nr 46 från Naturgeografiska inst. Stockholms univ. 315 pp

EFTER 1980 ELLER "IN PRESS".

Ackert, R., 1984: Ice-cored lateral moraines in Tarfala Valley, Swedish Lapland. Geogr. Ann. 66A (1-2): 79-88.

Brzozowski, J. and Hooke, R. LeB., 1981: Seasonal variations in surface velocity of the lower part of Storglaciären, Kebnekaise, Sweden. Geogr. Ann. 63 A (3-4): 233-240.

Björnsson, H., 1981: Radio-echo sounding maps of Storglaciären, Isfallsglaciären and Rabots Glaciär, northern Sweden. Geogr. Ann. 63 A (3-4): 225-231.

Bronge, C., 1985: Hydrologisk verksamhet i Tarfala, 1974-1982. Naturgeografiska inst. Stockholms univ. Forskningsrapport 62.

Holmlund, P., 1985: Geometry of the near-surface drainage system on Storglaciären, Sweden. Hydraulic Effects at the Glacier bed and related Phenomena. International Workshop, 16-19 September 1985, Interlaken, Switzerland. Nr 90 Mitteilungen der Versuchanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. Zürich 1986, 148 pp.

-1986: Mikkaglaciären: Bed topography and response to 20th century climate change. Geogr. Ann. 68 A (4): 291-302.

Holmlund, P. and Hooke, R. LeB., 1983: High water-pressure events in moulin, Storglaciären, Sweden. Geogr. Ann. 65 A (1-2): 19-25.

- Hooke, R. LeB., 1984: On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure. *Journ. Glac.* 30 (105): 180-187.
- Hooke, R. LeB., Brzozowski, J. and Bronge, C., 1983: Seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. *Geogr. Ann.* 65A (3-4): 263-277.
- Hooke, R. LeB., Gould, J. E. and Brzozowski, J., 1983: Near-surface temperatures near and below the equilibrium line on polar and subpolar glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 19 (1): 1-25.
- Hooke, R. LeB., Holmlund, P., Calla, P. and Nilsson, M., 1985: Seasonal and spatial variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. p.59-60. *Hydraulic Effects at the Glacier Bed and related Phenomena. International Workshop, 16-19 September 1985, Interlaken, Switzerland. Nr.90 Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*. Zürich 1986, 148 pp.
- Hooke, R. LeB. and Iversen, N., 1985: Experimental study of ice flow around a bump, comparison with theory. *Geogr. Ann.* 67 A (3-4): 187-197.
- Hooke, R. LeB., Holmlund, P. and Iversen, N. R., 1987: Extrusion flow demonstrated by borehole deformation measurements over a riegel, Storglaciären, Sweden. *Journ. Glac.* 33 (in press).
- Schytt, V., 1981: The net mass balance of Storglaciären related to the height of the equilibrium line and to the height of the 500 mb surface. *Geogr. Ann.* 63 A (3-4): 219-223
- 1985: *Glaciologi. Geofysik*, Kosmos 1985, Forskningsrådens Förlagstjänst, Stockholm.
- Walford, M., Kennett, M. I. and Holmlund, P., 1986: Interpretation of radio echoes from Storglaciären, northern Sweden. *Journ. Glac.* 32 (110): 39-49.
- Östling, M. and Hooke, R. LeB., 1986: Water storage in Storglaciären, Kebnekaise, Sweden. *Geogr. Ann.* 68 A(4): 279-290.

POPULÄRT HÄLLNA ARTIKLAR

- Ahlmann, H. W:son, 1952: Kebnekajse. STF 1952 p. 265-288.
- Holmlund, P., 1986: Glaciärforskning i Tarfala. Till Fjälls 58: 48-53.
- 1986: Hur mår våra glaciärer? Berg&Dalbladet 6(4): 19-23.
- Holmlund, P. and Hooke, R.LeB., 1983: Vatten-och isrörelsestudier på Storglaciären i Kebnekaise. Berg&Dalbladet 3(4): 21-24.
- Lundqvist, G., 1944: De svenska fjällens natur. Stockholm 1944. 440pp.
- 1948: De svenska fjällens natur (2:nd edition). Stockholm 1948. 502 pp.
- Mannerfelt, C. M:son., 1940: I Kebnekaise. En Naturhistorisk rundvandring. STF 1940: 312-338.
- Schytt, V., 1963: Glaciärernas liv. STF 1963 p. 144-158.
- 1963: Lapplands glaciärer. Natur i Lappland. Uppsala p. 158-171.
- 1973: Glaciologiska metoder i klimatforskningens tjänst. Svensk Naturvetenskap 1973. 14 p.
- 1981: Det föränderliga klimatet. Här är vi hemma. Rolf Edberg (ed.) Bra Böcker, Höganäs 1982, p. 90-105.

OPUBLICERADE ARBETEN

Sammanställd av Per Holmlund

Förkortningar: GIGU Geologiska institutionen vid Göteborgs universitet.
 KTH Kungliga Tekniska Höskolan, Stockholm.
 NGLU Naturgeografiska institutionen vid Lunds universitet.
 NGSU Naturgeografiska institutionen vid Stockholms universitet
 NGUU Naturgeografiska institutionen vid Uppsala universitet.

Examensarbeten

- Frisk, A. och Ståhl, L., 1985: Kalibrering av mätränna i Tarfala. KTH. 42 sidor.
- Hedin, M., 1984: Tarfalavagge - former och deglaciation. NGSU. 31 sidor och en karta.
- Holmlund, P., 1982: Glaciärbrunnars genes och morfologi. NGSU. 41 sidor och 10 bilagor.
- Jansson, P., 1986: Variations in surface tilt on Storglaciären, Kebnekaise, Northern Sweden. NGSU. 16 sidor och 2 bilagor.
- Kjessel, R., 1986: Blöta lössnölaviner och slasklaviner. NGSU. 56 sidor.
- Lind, L., 1982: Studier av basal isrörelse på Isfallsglaciären Kebnekaise 1980-1981. NGLU. 47 sidor och 9 bild- och figursidor.
- Lindstrand, O., 1986: Sediment från Storglaciären, Kebnekaise. En kvalitativ bestämning. GIGU. 35 sidor och 3 bilagor.
- Moberg, A., 1984: Massbalansundersökningar på Björlings glaciär, Kebnekaise, 1983. NGSU. 24 s.
- Pohjola, V., 1986: Mätningar av hastighetsfördelningar, längs en profil i Storglaciären, Kebnekajse -85. NGUU. 34 sidor.
- Wennberg, S., 1986: Nederbördsmätning i Tarfaladalen - extremvärden och nederbördsfördelning. NGSU. 38 sidor och 11 bilagor.
- Östling, M., 1985: Vattenbalansen i Storglaciären. NGSU. 31 sidor och en bilaga.

Fältkursarbeten

Dessa uppsatser redovisar fältarbeten som är gjorda i samband med en årligen återkommande fältkurs på 5 poäng som ges vid Tarfalastationen. Ansvariga för kursen var 1982 Valter Schytt, 1983 Ann-Catrine Ulfstedt och 1984-1986 Per Holmlund.

Asp, G., Johansson, K., 1982: PH-mätningar på Storglaciären och Tarfaladalens övre del. 17 sidor och en bilagd karta.

Brolin, M., Stöckel, I-B., 1982: Profilmätningar av Storglaciären. 16 sidor och 19 bilagor.

Broekema, W., 1986: Glacial flutes at Tarfala. 6 sidor och 8 bilagor.

Grudd, H., 1986: Sydöstra Kaskasatjäkkoglaciären. Radioekosondering och isrörelsestudier. 10 sidor och 3 bilagor.

Grönvall, M., Jönsson, T., 1984: Rapport från Tarfala 1984. Uppskattning av tillskottet av slam i Tarfalajäkk från Storglaciärens frontområde. 10 sidor och 4 bilagor.

Holgersson, A., Jansson, P., 1984: Profilmätningar av Storglaciären. 14 sidor och 28 bilagor.

Löwenborg, C., 1983: Seismik i Tarfala - Sommaren 1982. 17 sidor.

Lundblad, U., Stegman, B., 1985: En jämförande studie av creeprörelsen på en taluskon och i solifluktionsmark samt en studie av materialfördelningen i en sorterad polygon. 23 sidor och 25 bilagor.

Schedin, L-O., 1984: Bidrag till Lichenometrin. Tillväxthastigheten för skorplaven Sporastatia testudinea i Kebnekaiseområdet. 11 sidor.

Stroeven, A., Val, van de, R., 1985: A radio-echosounding and an ice velocity investigation of Björlings glaciär. 14 sidor inklusive bilagor.

Sturkell, E., 1986: En radioekosondering av Tarfalaglaciären. 11 sidor och 16 bilagor.

Wennberg, S., 1983: Glacialsdynamik på Storglaciären. 20 s.

Östling, M., 1983: Ablationens avtagande med höjden i Tarfaladalen. 10 sidor.

Annonserade uppsatser från fältkursarbeten i Tarfala. Årtalen anger när respektive fältarbete har genomförts. Titlarna är preliminära.

Andersson, U., Isaksson, P-O.: Profilmätningar av Storglaciären samt kartanalys av sex svenska glaciärer ur glaciologisk-klimatologisk synvinkel. 1986.

Calla, P.: Graddagsstudie i Tarfala. 1986.

Hietala, M., Lundberg, G., Skönström, T.: Fysikalisk beskrivning av Isfallsglaciärens tunga. 1986.

Strömborg, K.: Isrörelsestudie över två dygn med timupplösening. 1985.

Andra opublicerade uppsatser

Bergman, V., 1986: Sommarnederbörd vid Tarfalastationen och i dess omgivningar 1985-1984. Preliminär rapport. 32 s.

Grudd, H. och Jansson, P., 1986: The 1984/85 mass balance of Storglaciären, Kebnekaise, Swedish Lapland. 13 sidor och 3 bilagor.

Kuhry-Helmers, K. F., 1984: Landforms and surficial deposits in front of Isfallsglaciären. 24 sidor.

Stroeven, A., Wal, R. V. D., 1986: Report concerning the waterpressure data from 1984 and 1985 recorded on Storglaciären. 8 sidor och 10 bilagor.

REFERENSER

- Bronge, C., 1985: Hydrologisk verksamhet i Tarfala 1974-1982. Forskningsrapport 62. Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet.
- Grudd, H., (in prep.): The reaction of Sydöstra Kaskasatjäkka-glaciären, Northern Sweden, to the climatic change of the 20-th century.
- 1986: Sydöstra Kaskasatjäkkaglaciären, Kebnekaise, radio-ekosondering och isrörelsestudier. Uppsats från fältkurs i glaciologi. Naturgeografiska inst. SU. Opubl.
- Haeberli, W., 1987 : Fluktuation of glaciers 1980-1985. Sammanställd för "the Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers of the IUGG - FAGS/ICSU". IAHS(ICS) and UNESCO, Paris (in press). Holmlund, P., 1986: Rapport om frontpositioner, massbalans etc från tjugo svenska glaciärer, 42 s.
- Haeberli, W. and Fisch, W., 1984: Electrical resistivity soundings of glacier beds: a test study on Grubedgletscher, Wallis, Swiss Alps. Journal of Glaciology 13 (106):373-376.
- Haefeli, R., 1962: The ablation gradient and the retreat of a glacier tongue. Int. Assoc. of Scient. Hydr. Publ. No. 58 (symposium of Obergurgl), p. 49-59.
- Hietala, M., Lundberg, G. och Skönström, T., in prep.: Fysikalisk beskrivning av Isfallsglaciärens tunga. Uppsats från 5P fältarbete vid Tarfalastationen 1986.
- Holmlund, P. and Kennett, M., (in prep.): The temperature regim, interpreted from radio-echo sounding, at the bottom of Riukojietna and Tarfalaglaciären, northern Sweden.
- Hooke, R. LeB. Brzozowski, J, and Bronge, C., 1983: Seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. Geografiska Annaler 65 (3-4):263-277.
- Karlén, W., 1973: Holocene glacier and climatic variations, Kebnekaise mountains, Swedish Lapland. Geografiska annaler 55A (1):29-63.

- Moberg, A., 1984: Massbalansundersökningar på Björlings glaciär, Kebnekaise, 1983. Examensarbete på geovetarlinjen SU. Opubl.
- Raymond, C. F., 1971: Flow in a transverse section of Athabasca Glacier, Alberta, Canada. Journal of Glaciology 10 (58):55-84.
- Schytt, V., 1959: The glaciers of the Kebnekajse-massif. Geogr. Ann. 41 (4): 213-227.
- 1967: A study of "ablation gradient". Geogr. Ann. 49 (2-4): 327-332.
- Seaberg, S. Z., Seaberg, J. Z., & Hooke, R. LeB., in prep: Character of the englacial and subglacial drainage system on Storglaciären, Sweden, as revealed by dye trace studies.
- Shreve, R. L., 1972: Movement of water in glaciers. Journal of glaciology 11 (62):205-214.
- Stroeven, A. and van der Waal, R., 1985: A radio-echo sounding and an ice velocity investigation of Björlings glaciär, northern Sweden. Uppsats från fältkurs i glaciologi, Naturgeografiska inst. SU. Opubl.
- Woxnerud, E., 1951: Scientific investigations in the Kebnekaise Massif, Swedish Lapland. IV. Det lokala triangelnätets i Kebnekajse anslutning till riksnätet. Syd- och nordtopparnas höjd över havet. Geografiska Annaler 33A (3-4):131-143.
- Östling, M., and Hooke, R. LeB., 1986: Water storage in Storglaciären, Kebnekaise, Sweden. Geografiska Annaler 68A (4):279-290.
- Østrem, G., 1964: A method of measuring water discharge in turbulent streams. Geographical Bulletin, 21:21-43.
- Østrem, G., 1982: Riukojietna 1960 och 1978. Kartor i skala 1:10000.

APPENDIX**PERSONAL OCH GÄSTER 1985/86**

Stationspersonal:	ant. d.
Geoffrey Brand/Dept. of Geol., Univ. of Minnesota, USA (Projektansvarig)	46
Christian Bronge/Naturgeogr. inst., SU. (Projektansvarig)	18
Peter Calla/Falun (Projektansvarig)	50
Håkan Grudd/Naturgeogr. Inst., SU. (Intendent)	130
Per Holmlund/Naturgeogr. Inst., SU. (Forskarass.)	49
Roger LeB Hooke/Dept. of Geol., Univ of Minnesota, USA (Professor, projektledare)	49
Peter Jansson/Naturgeogr. Inst., SU. (Projektansvarig)	89
Wibjörn Karlén/Naturgeogr. Inst., SU. (Professor, Stations- föreståndare)	46
Mike Kennett/Naturgeogr. Inst., SU. (Forskningsing.)	94
Robert Kjessel/Naturgeogr. Inst., SU. (Projektansvarig)	22
Jack Kohler/Dept. of Geol., Univ. of Minnesota, USA (projekt- ansvarig)	62
Ma-Lou Lemgart/Inst. för kulturteknik KTH (Projektansvarig)	3
Ola Lindstrand/Naturgeogr. Inst., GU. (Projektansvarig)	33
Sarah B. Miller/Dept of Geogr., Univ of Maine, USA (Projekt- ansvarig)	42
Ann Therese Nilsson/Stockholm (Kökspers.)	7
Alan Openshaw/Naturgeogr. inst., SU. (Inst. tekniker)	7
Eva Persson/Storå (Köksföreståndare)	91
Veijo Pohjola/Naturgeogr. Inst., UU. (Projektansvarig)	79
Gunhild Rosquist/Naturgeogr. Inst., SU. (Projektansvarig)	26
Ksenia Rudensky/Dept. of Geol., Univ of Minnesota, USA (Projektansvarig)	61
Katarina Strömberg/Naturgeogr. Inst., GU. (Projektansvarig)	62
Astrid Woodhouse/Hagan, Norge (Kökspers.)	27
SUMMA:	1093

Kursverksamhet:

Stig Jonsson/Naturgeogr. Inst., SU. (Docent/kursledare)	26
Forskarkurs Norrbottensexk. SU. (HUFO)	72
Anders Eklund/SGU, Uppsala (Kurslärare)	10
Fältkurs 5P SU. (LU)	90
SUMMA:	198

Gäster:

Trevor Chinn/Ministry of Works and Dev., New Zealand	18
Andrzej Musiat/Univ of Warzawa, Polen	24
Eberhard Parlow/Inst. of Phys. Geogr., Freiburg, Väst-tyskland	2
Hans-Joachim Rosner/Inst. of Phys. Geogr., Freiburg, Väst-tyskland	2
Mike E. R. Walford/Dept. of Physics, Bristol, Storbrittanien	14
SUMMA:	60

Hantlangare:

Lars Erik Björkqvist/Sollerön	13
Kenneth Fernström/Lund	27
Helen Freiman/Stockholm	7
Asa Granath/Göteborg	25
Dan Hammarlund/Lund	34
Fredrik Holm/Stockholm	43
Elisabeth Isaksson/Kiruna	85
Ylva Luthander/Stockholm	9
Ylva Mjöbo/Lund	32
Anders Persson/Göteborg	34
Helena Persson/Lund	82
Lotta Rasmusson/Malmö	22
Anna Schytt/Stockholm	7
Erica Schytt/Gällivare	9
Arjen Stroeven/Dept. of Geogr., Utrecht, Nederländerna	36
Per Syréen/Naturgeogr. Inst., SU.	4
Roderik van der Wal/Dept. of Geogr., Utrecht, Nederländerna	19
Michael Östling/Naturgeogr. Inst., SU.	11
SUMMA:	499

Övriga:

Byggnadstyrelsen	2
Minneshögtid	10
Kurser	277
SUMMA:	298
TOTALSUMMA:	2148

